



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE**

**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI UDINE**



**Dottorato di Ricerca Interateneo in
Ingegneria Civile–Ambientale e Architettura**

Curriculum: Ingegneria Civile-Ambientale
Settore Scientifico Disciplinare: ICAR/01
XXXV Ciclo

**SULLA DINAMICA DELLE BOCCHE LAGUNARI: IL
CASO DI LIGNANO**

**DOTTORANDA
NADIA BUSETTO**

**COORDINATORE
PROF. ALBERTO SDEGNO**

**SUPERVISORE DI TESI
PROF. ING. MARCO PETTI**

**CO-SUPERVISORE DI TESI
ING. SARA PASCOLO**

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

Indice

Introduzione.....	1
1. Morfologia, caratterizzazione ed evoluzione delle bocche lagunari.....	5
1.1. Formazione dei bacini lagunari e delle bocche.....	5
1.1.1. Formazione e successiva rottura dei cordoni litoranei	6
1.1.2. Estensione di una lingua di sabbia (spit).....	7
1.1.3. Inondazione di aree fluviali interne per l'innalzamento del livello del mare	8
1.2. Classificazione dei sistemi lagunari.....	9
1.2.1. Classificazione idrodinamica	9
1.2.2. Classificazione geomorfica	11
1.3. Morfologia delle bocche lagunari	13
1.3.1. I delta di marea.....	14
1.4. Azioni prevalenti sulle bocche lagunari.....	19
1.4.1. Azione della marea.....	19
1.4.2. Azione del moto ondoso.....	20
1.5. Modalità di trasporto dei sedimenti	21
1.5.1. Trend generale di trasporto della sabbia	21
1.5.2. Bypass della bocca da parte dei sedimenti	22
1.6. Migrazione e chiusura delle bocche.....	23
1.6.1. Cause della migrazione	23
1.6.2. Conseguenze della migrazione.....	24
1.6.3. Chiusura stagionale delle bocche	24
1.6.4. Modifica delle bocche come conseguenza di interventi antropici	26

1.7.	Equilibrio dinamico delle bocche lagunari e dei bacini: relazioni empiriche da letteratura.....	27
1.7.1.	Curva di Escoffier: relazione tra sezione trasversale e velocità.....	27
1.7.2.	Sezione trasversale della bocca: relazione col prisma di marea.....	30
1.7.3.	Volume del delta di riflusso: relazione col prisma di marea.....	31
2.	Inquadramento territoriale: la Laguna di Marano e Grado e la bocca di Lignano.....	33
2.1.	Aspetti generali	33
2.2.	Cenni storici sull'evoluzione urbanistica di Lignano.....	41
2.3.	La bocca di Lignano.....	43
2.3.1.	Il restringimento della bocca di Lignano.....	46
3.	Richiami di teoria e modellazione numerica.....	53
3.1.	Moto ondoso reale: rappresentazione mediante metodo spettrale	53
3.2.	Ricostruzione del moto ondoso.....	60
3.2.1.	Meccanismo di generazione da vento in acque profonde.....	62
3.2.2.	Interazioni non lineari nello spettro in acque profonde.....	64
3.2.3.	Perdite per frangimento in acque profonde (white capping).....	64
3.2.4.	Perdite per frangimento sotto costa.....	66
3.2.5.	Dissipazione per attrito al fondo	67
3.3.	Interazione tra moto ondoso e correnti.....	68
3.4.	Shallow Water Equations.....	70
3.5.	Trasporto solido dei sedimenti.....	78
3.5.1.	Condizione di incipiente movimento al fondo	78
3.5.2.	Portata solida	81
3.5.3.	Equazione di continuità dei sedimenti.....	87
3.6.	Modelli numerici utilizzati.....	89

3.6.1. Modello spettrale.....	89
3.6.2. Modello morfodinamico.....	91
3.6.3. Modello disaccoppiato spettrale-morfodinamico.....	92
4. Prisma di marea: il ruolo dell'estensione del bacino, dell'attrito al fondo e della sezione trasversale della bocca.....	97
4.1. Relazione fra prisma di marea e sezione trasversale della bocca lagunare.	97
4.1.1. Il coefficiente riduttore di Marchi	100
4.2. Indagini numeriche	101
4.2.1. Modello 1D	102
4.2.2. Modello 2DH.....	104
4.3. Simulazioni sul dominio semplificato	105
4.3.1. I "test 0"	105
4.3.2. Configurazioni delle simulazioni	105
4.4. Analisi di sensitività: calcolo del prisma di marea	107
4.4.1. Variazione della lunghezza del bacino.....	107
4.4.2. Variazione dell'attrito al fondo, delle dimensioni del canale e della profondità del bacino.....	108
4.5. Confronto col dominio reale della bocca di Lignano.....	113
4.6. Alcune riflessioni sui primi risultati ottenuti	117
5. Caratterizzazione del clima meteomarinico medio annuo: analisi dei dati di vento e marea.....	121
5.1. Raccolta ed elaborazione dei dati di vento	122
5.1.1. Acquisizione dei dati.....	122
5.1.2. Elaborazione dei dati.....	127
5.1.3. Analisi degli eventi.....	130
5.2. Raccolta ed elaborazione dei dati di marea.....	134

5.2.1.	La marea: introduzione.....	134
5.2.2.	Acquisizione dei dati	138
5.2.3.	Elaborazione dei dati	139
5.2.4.	Marea associata agli eventi.....	139
5.3.	Definizione dell'anno medio con l'analisi degli eventi	140
5.4.	Eventi estremi di Bora e Scirocco.....	145
6.	Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe	149
6.1.	Set up dei modelli numerici	150
6.2.	Depositi ed erosioni su bocca, spiaggia e delta di riflusso.....	153
6.2.1.	Area a ridosso della bocca.....	156
6.2.2.	Litorale di Lignano	156
6.2.3.	Lobo terminale del delta di riflusso.....	158
6.3.	Contributo dei venti di Bora all'evoluzione del delta di riflusso	159
6.3.1.	L'effetto del drag da vento in laguna	160
6.3.2.	L'effetto combinato di drag da vento, marea e moto ondoso.....	164
6.4.	Evoluzione del deposito a ridosso della darsena.....	167
	Conclusioni e sviluppi futuri	177
	Lista dei simboli	181
	Lista delle tabelle.....	191
	Lista delle figure.....	193
	Bibliografia.....	201
	Sitografia	209

Introduzione

I processi idrodinamici che interessano le bocche lagunari, fondamentali elementi di collegamento tra le lagune costiere ed il mare aperto, sono fenomeni molto complessi. Parte integrante di questi sono i processi morfologici che coinvolgono la formazione, l'evoluzione ed il mantenimento delle bocche e che sono di natura fortemente dinamica, data l'interazione tra le correnti di marea, le correnti da vento ed il moto ondoso. La compresenza di tali fattori incide sia sull'entità che sulla direzione del trasporto dei sedimenti lungo la costa, all'interno del bacino lagunare e dunque in corrispondenza della bocca stessa, entità che può cambiare a seconda del peso relativo di ciascuna forzante, con un'alternanza di meccanismi di deposizione ed erosione che incidono sulla morfologia del fondale marino e del litorale. Per questo motivo le lagune e le bocche lagunari si identificano come ambienti di transizione, la cui configurazione è il risultato non di un singolo fenomeno, ma di dinamiche diverse che si sviluppano su scale temporali differenti, da quella minima della singola mareggiata, a quella annuale o persino decennale.

I fenomeni di erosione o deposito dei sedimenti possono modificare anche sensibilmente la configurazione di una bocca lagunare e avere, come diretta conseguenza, delle ricadute sulle molteplici attività turistico-commerciali che ruotano attorno all'ambiente lagunare-costiero. Le lagune, infatti, rappresentano degli importanti ecosistemi, ed essendo bacini confinati sono anche luoghi privilegiati per la realizzazione di porti interni; questo può comportare la necessità di intervenire con adeguate opere di protezione costiera, di stabilizzazione delle bocche e di dragaggio dei canali principali, quest'ultimo finalizzato al mantenimento ordinario della navigabilità delle vie di accesso ai porti. Inoltre le bocche lagunari fungono da regolatori idraulici, consentendo lo scambio periodico di flussi tra il bacino interno e il mare aperto; questo garantisce un continuo ricambio di acqua e adeguati livelli di ossigenazione e salinità, tali da permettere lo sviluppo e la sopravvivenza di numerose specie animali e vegetali e la conservazione di un'elevata biodiversità, tipica dei sistemi di transizione.

In questo senso, un cambiamento morfologico delle bocche lagunari può essere influente non solo da un punto di vista ambientale, ma anche socio-economico. La forma e la dimensione della sezione trasversale di una bocca sono infatti il risultato della complessa interazione tra diversi fattori: l'ampiezza delle oscillazioni dei livelli di marea e le correnti da essi indotte; il moto ondoso, che viene generato in mare aperto e che si propaga sotto costa introducendo nuove forzanti e dando luogo alle correnti *long-shore* e *cross-shore* all'interno della *surfzone*; l'azione radente del vento sulla superficie libera che produce ulteriori modifiche al campo idrodinamico. Il moto ondoso è sicuramente determinante sull'equilibrio dinamico delle coste, così come lo sono la corrente per un corso d'acqua e l'oscillazione dei livelli di marea per l'ambiente lagunare; l'evoluzione morfologica delle bocche lagunari si contraddistingue ulteriormente per la compresenza

di meccanismi tipici sia dell'idraulica fluviale che di quella marittima. Si deve, inoltre, tener conto del fatto che i tempi scala di azione di ciascuna di queste componenti sono fra loro molto diversi: le maree si ripetono periodicamente ogni 12-24 ore e rimodellano i profili del fondo in modo costante e prolungato nel tempo; le mareggiate più intense, al contrario, si esauriscono in alcune ore o giorni, ma possono produrre dei cambiamenti significativi con effetti anche sul lungo periodo.

In quest'ottica, la corretta interpretazione della dinamica fluvio-marittima che governa l'equilibrio idraulico e morfologico delle lagune e delle rispettive bocche, rappresenta uno strumento utile e di supporto ad un'adeguata pianificazione e progettazione degli interventi. Lo studio dei fenomeni fisici non può inoltre prescindere anche dall'analisi delle possibili conseguenze sulla morfodinamica della bocca stessa nel medio-lungo periodo.

All'interno di questo contesto, la bocca di Lignano, la più occidentale delle sei aperture che mettono in comunicazione la Laguna di Marano e Grado con il Mar Adriatico, costituisce un ideale caso studio. Essa rappresenta, infatti, un esempio della complessità che contraddistingue gli ambienti lagunari e di come gli interventi antropici possano a loro volta innescare cambiamenti morfologici significativi. Negli ultimi 40 anni, successivi alla realizzazione del molo a protezione della Marina Punta Faro, si è verificata una significativa evoluzione morfologica con un'importante riduzione della sezione trasversale della bocca. Questa sostanziale modifica può incidere sul regime dei flussi e riflussi di marea, oltre che avere importanti conseguenze anche sulla navigazione: il canale principale di accesso alla laguna è soggetto, infatti, ad annuali interventi di dragaggio, necessari a ripristinare profondità del fondale che consentano il transito delle imbarcazioni in sicurezza. Tali interventi, oltre a comportare l'impiego di risorse e costi notevoli, non sono comunque in grado di mitigare o risolvere il processo di restringimento della bocca.

Questa particolare dinamicità rappresenta una condizione ideale per poter approfondire, dal punto di vista idrodinamico, il ruolo delle correnti di marea, da vento e di moto ondoso e l'influenza relativa che esse hanno sulle morfologie connesse alla bocca. Il presente studio si propone pertanto di comprendere quali siano le componenti prevalenti nell'equilibrio morfodinamico delle bocche lagunari e la loro interazione. Questo richiede, innanzitutto, una ricerca conoscitiva generale sulla formazione e sulle caratteristiche morfologiche delle bocche, a partire dalla caratterizzazione e dai criteri di classificazione proposti in letteratura, cercando di associare le tipologie esistenti all'entità delle forzanti idrodinamiche. Una parte importante dello studio si concentra, in particolare, sulle principali relazioni empiriche che sono state sviluppate negli anni al fine di legare tra loro le principali grandezze geometriche e idrauliche di una bocca e dei bacini sottesi e che sono alla base di alcuni modelli concettuali predittivi di larga diffusione tra geologi ed ingegneri. Tra le diverse grandezze il prisma di marea, ossia il volume scambiato tra la laguna e il mare durante un ciclo di marea, è un parametro molto importante per le bocche e per l'intero ambiente lagunare, in quanto ne influenza in maniera significativa i processi morfodinamici, ricoprendo un ruolo fondamentale anche

dal punto di vista ecologico ed ambientale, poiché incide in maniera diretta sulla salinità lagunare.

In questo senso, l'evidenza sul restringimento della bocca di Lignano suggerisce la necessità di approfondire il legame tra il prisma di marea e i parametri fisici e geometrici di una bocca, per capire quali abbiano un maggior peso sulla determinazione dei flussi e riflussi. Si propone un'analisi di sensitività di tipo numerico per verificare questa relazione e capire, nel caso particolare della bocca di Lignano, se la riduzione della sezione possa averne influenzato l'entità. Un primo passo, indispensabile a questo tipo di analisi, è la comprensione dei principali fenomeni che caratterizzano gli ambienti lagunari e la possibilità di poterli correttamente interpretare attraverso la modellazione numerica. Quest'ultima deve pertanto tener conto sia della generazione e propagazione del moto ondoso sotto costa, che delle correnti di marea e da vento che si sviluppano lungo il litorale e all'interno del bacino lagunare. Tutte queste componenti incidono sull'equilibrio morfodinamico di una bocca e la formazione del deposito a ridosso del molo di Lignano, che ha causato il restringimento della sezione, fornisce uno spunto ideale per individuarne i fattori responsabili.

Diventa imprescindibile a questo proposito individuare correttamente non solo le forzanti idrodinamiche da considerare, ma anche la scala temporale su cui esse agiscono; esse devono infatti risultare rappresentative dell'azione che il vento, il moto ondoso e la marea esercitano in un arco temporale compatibile con la scala evolutiva delle variazioni morfologiche, ma anche con i tempi di calcolo computazionale. Alla base di questo è necessaria un'approfondita analisi ed elaborazione dei dati di vento e marea registrati nel Nord Adriatico, al fine di determinare il clima meteomarinico in un'area sufficientemente estesa davanti alla bocca Lignano, in termini di velocità, direzione del vento e marea associata.

Infine, lo studio si propone di indagare gli effetti in termini di erosioni e depositi sulla bocca e sulle morfologie limitrofe, verificando se l'evoluzione del deposito a ridosso del molo possa essere effettivamente interpretato e giustificato.

1. Morfologia, caratterizzazione ed evoluzione delle bocche lagunari

Le bocche lagunari sono delle interruzioni della barriera litoranea, attraverso cui l'acqua penetra verso l'entroterra; sono tenute aperte dalle correnti di marea (Escoffier, 1940), che mantengono il canale principale e garantiscono la continua movimentazione dei sedimenti risospesi dal moto ondoso. Esse sono una parte integrante dei sistemi di barriere costiere in tutto il mondo e fungono da collegamento tra due corpi d'acqua di grandi dimensioni: un bacino lagunare verso terra, e il mare aperto (Niemeyer, 1990). I bacini lagunari e gli estuari, unitamente alle bocche ad essi associati, caratterizzano una significativa parte delle coste in tutto il mondo (Klein e Kinkl, 2006), e giocano quindi un ruolo centrale nell'apporto di sedimenti e nell'erosione costiera (Aubrey e Weishar, 2013).

Le bocche svolgono il ruolo fondamentale di condotte naturali per lo scambio di acqua, nutrienti e organismi tra il mare aperto e l'ambiente lagunare. In molte configurazioni costiere gli unici porti sicuri si trovano dietro le barriere litoranee; il grande numero di interventi antropici realizzati all'entrata delle bocche, come la costruzione di moli e barriere e il dragaggio dei canali, dimostra l'importanza delle stesse nel garantire percorsi di navigazione sicuri verso i porti.

La diversità nella morfologia, nelle caratteristiche idrauliche e nelle modalità di trasporto dei sedimenti in corrispondenza delle bocche lagunari attestano la complessità dei processi idrodinamici che le coinvolgono. Le bocche sono dei sistemi fortemente dinamici: la grande varietà di morfologie delle bocche e della geometria dei canali è legata alla variabilità dei parametri climatici, all'escursione di marea, all'energia del moto ondoso incidente e dunque all'entità e frequenza delle mareggiate, all'apporto dei sedimenti, unitamente alle caratteristiche topografiche e sedimentologiche del fondo e all'interazione fra tutti questi fattori (FitzGerald, 1988).

1.1. Formazione dei bacini lagunari e delle bocche

La formazione di una bocca lagunare richiede lo sviluppo di un cordone litoraneo e la presenza di una porzione di territorio che possa esserne delimitata. Lo sviluppo del cordone e del bacino retrostante è influenzata da fattori marini, da processi terrestri e dall'innalzamento del livello del mare (Hume, 2005).

La gran parte delle bocche ha una genesi molto antica e vi è quindi incertezza sulla loro formazione, non essendoci a disposizione alcuna documentazione in merito. Tuttavia gli studi geologici e geografici sulla morfologia costiera possono essere in grado di descrivere in maniera approssimata i processi di formazione (Bruun, 1978). In generale, essi evidenziano che lo sviluppo delle bocche di marea risulta principalmente

una conseguenza della formazione di un cordone a seguito dell'azione combinata di maree e moto ondoso, lungo coste caratterizzate da una pendenza del fondale non troppo elevata (Niemeyer, 1990).

I tre principali processi di formazione dei cordoni litoranei e del bacino lagunare sono: l'emersione di banchi e barre di sabbia (de Beaumont, 1845), l'arretramento delle coste verso l'interno a seguito dell'allungamento di lingue di sabbia (*spit*) (Gilbert, 1890) e l'inondazione di aree terrestri interne dovute all'innalzamento del livello del mare (McGee, 1890).

1.1.1. Formazione e successiva rottura dei cordoni litoranei

In una prima fase, i processi di *shoaling* e frangimento del moto ondoso incidente sotto costa e conseguenti meccanismi di trasporto solido contribuiscono a creare un sistema di barre sabbiose; durante tale processo possono già verificarsi condizioni di rottura delle stesse. In altri casi invece le barre possono evolvere in cordoni litoranei e determinare così la separazione tra una baia o una laguna e il mare aperto; dopodiché le mareggiate e i cambiamenti del livello del mare, o una combinazione di esse, determinano un gradiente idraulico che può provocare la rottura del cordone (Figura 1.1).

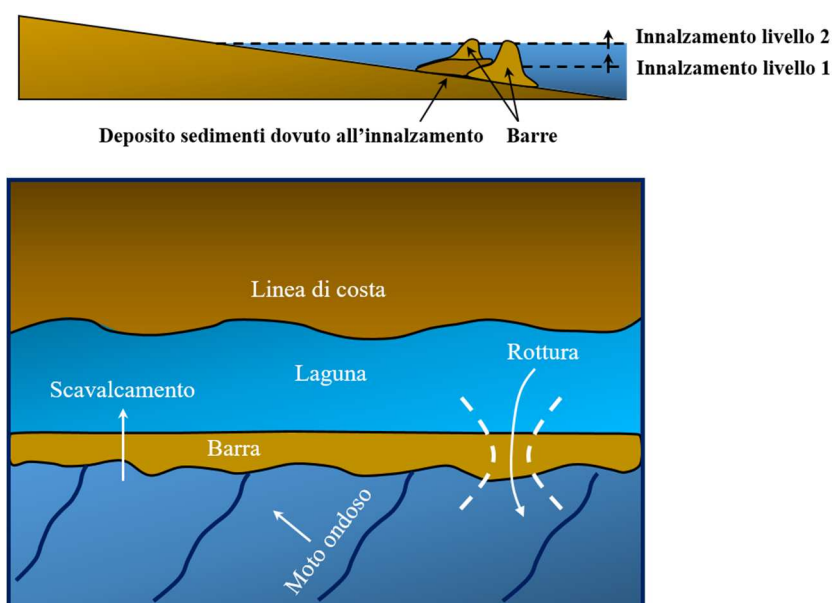


Figura 1.1: Genesi di una bocca lagunare: sviluppo del gradiente idraulico tra laguna e mare aperto e rottura della barra dovuto allo scavalco di onde frangenti.

Durante le mareggiate più intense le onde possono superare il cordone litoraneo, depositando sabbia nella sua parte posteriore verso terra: in questa zona si può creare un canale di superamento (*overwash*), che può venire inciso durante la fase di marea

calante, quando l'acqua vi fluisce attraverso, creando un'apertura (Fisher, 1984). Se i successivi scambi di marea sono in grado di mantenere attivo il canale così originato, può costituirsi stabilmente una bocca. I cordoni più suscettibili a rottura sono generalmente lunghi e sottili.

Nella maggior parte delle bocche, il volume di acqua che entra attraverso la bocca durante la fase di flusso coincide con quello uscente durante la fase di riflusso. Tale volume è detto prisma di marea e dipende dalla dimensione del bacino lagunare e dall'escursione interna di marea; a questo proposito, anche l'attrito al fondo che le correnti subiscono all'interno del canale di accesso e nel bacino lagunare può influenzare l'incremento o l'attenuazione della propagazione dell'onda di marea nella parte retrostante al cordone litoraneo (FitzGerald e Buynevich, 2019).

Le bocche rimangono stabili se l'escursione di marea e le dimensioni del bacino retrostante sono in grado di determinare un prisma di marea sufficiente a mantenerle aperte, tenendo conto anche del trasporto solido litoraneo e dell'azione diretta del moto ondoso. Con riferimento alla posizione e alla geometria, le bocche lagunari possono essere stabili e semipermanenti, oppure temporanee e soggette a periodiche chiusure, fino a spostarsi e quindi migrare lungo il cordone (Wright, 1984).

Solitamente le bocche che si formano a seguito di forti mareggiate sono temporanee e vengono chiuse successivamente in un tempo relativamente breve, soprattutto se sono numerose lungo il cordone litoraneo, se afferiscono a bacini di piccole dimensioni o se nelle vicinanze sono presenti bocche stabili. Al contrario, le bocche che hanno origine da rotture causate dall'innalzamento del livello del mare sono meno numerose e delimitano bacini di maggiori estensioni, fattore questo che favorisce la loro stabilità (FitzGerald e Buynevich, 2019).

1.1.2. Estensione di una lingua di sabbia (*spit*)

Un altro meccanismo di formazione di una barriera si ha con l'allungamento progressivo di una lingua di sabbia (*spit*) a partire dalla terraferma, nella direzione prevalente del trasporto parallelo alla linea di costa (*long-shore*). Tale meccanismo è più frequente in coste dominate dal moto ondoso con innalzamenti molto lenti del livello del mare. Le forti correnti *long-shore* erodono la terraferma e movimentano i sedimenti nella direzione del trasporto, innescando la formazione di una lingua di sabbia che solitamente tende a svilupparsi parallelamente alla costa esistente; in genere si tratta di corpi sabbiosi stretti e dal profilo non molto elevato, soggetti a processi di *overwash* specialmente durante forti mareggiate, a seguito delle quali la sabbia viene dispersa verso terra in depositi a forma di ventaglio (Figura 1.2).

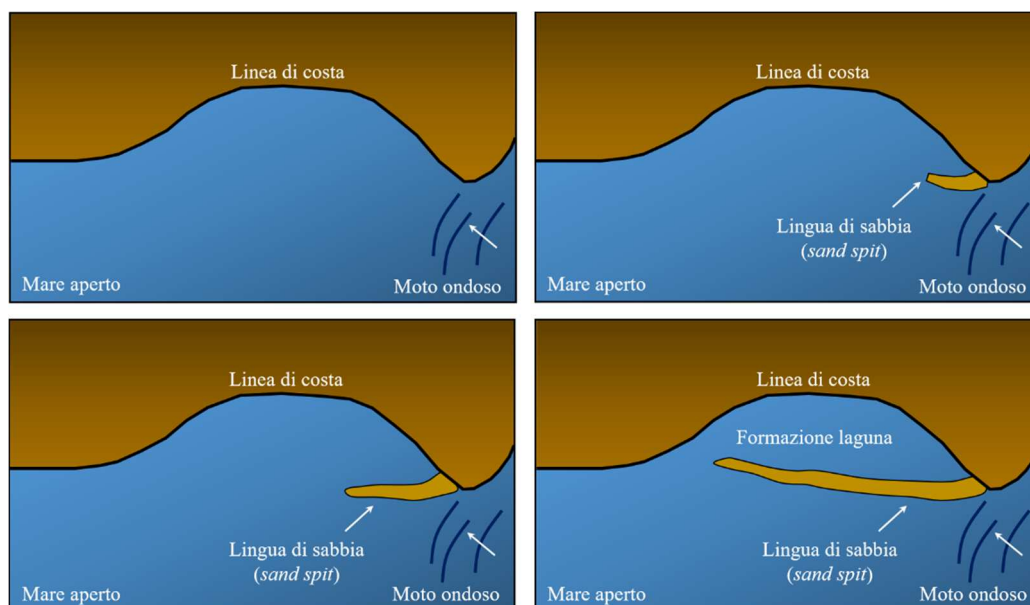


Figura 1.2: Ipotesi di formazione ed allungamento della lingua di sabbia.

Mano a mano che la lingua di sabbia si protende e si allunga verso il lato opposto del litorale, diminuisce l'apertura rimanente tra la lingua e la terraferma, facendo così aumentare di conseguenza la velocità del flusso e riflusso di marea attraverso la sezione trasversale. Questo non consente quindi la totale chiusura della porzione di bacino retrostante, e contemporaneamente le correnti che si instaurano facilitano il *bypass* dei sedimenti provenienti dal trasporto *long-shore*, che pertanto non ostruiscono completamente la bocca in formazione.

1.1.3. Inondazione di aree fluviali interne per l'innalzamento del livello del mare

Alcuni bacini si formano in corrispondenza delle foci dei fiumi, quando esse vengono inondate dal mare ma viene mantenuta una piccola apertura che permette lo scambio di acqua col mare aperto (Figura 1.3).

Il trasporto di sabbia in prossimità di tale apertura tende a riempire il canale di accesso; il suo mantenimento dipende quindi dalla capacità delle correnti, fluviale e di marea, di rimuovere tali sedimenti ad un tasso maggiore rispetto alla loro deposizione. Generalmente il prisma di marea, unitamente alle correnti fluviali, determina l'entità delle correnti attraverso la bocca. La quantità di sedimenti trasportati dalle correnti *long-shore* è principalmente determinata dalla disponibilità di sabbia in prossimità del bacino e dal clima meteo marino.

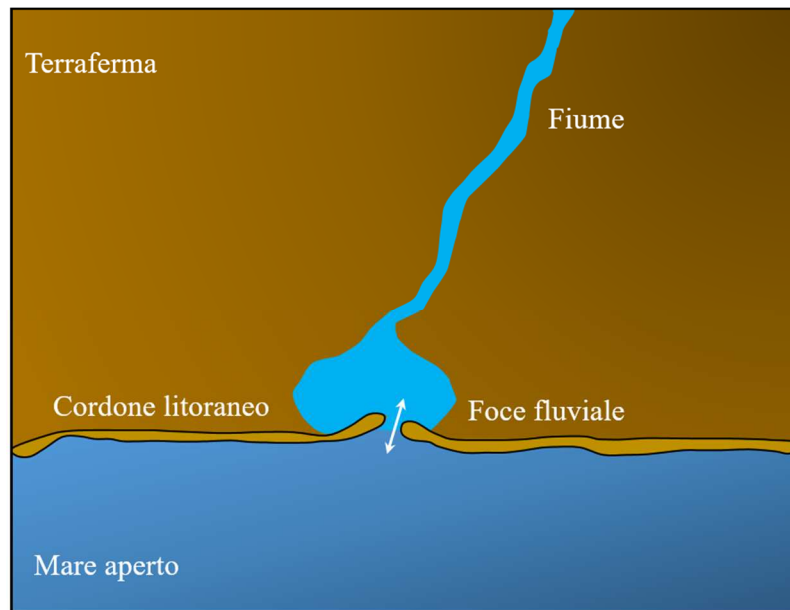


Figura 1.3: Meccanismo di formazione del bacino per inondazione di una valle fluviale interna.

Se l'energia del moto ondoso è importante e c'è un'elevata disponibilità di materiale per il trasporto, sarà necessario un grande volume d'acqua per rimuovere i sedimenti dalla bocca. In aree in cui il trasporto *long-shore* è contenuto, invece, sono sufficienti ridotte correnti di marea per l'erosione dei sedimenti dal canale.

1.2. Classificazione dei sistemi lagunari

Esistono diversi metodi di classificazione di un sistema lagunare e delle bocche che lo collegano al mare aperto. Nella classificazione dell'intero sistema è importante tenere conto sia delle caratteristiche del bacino lagunare che del canale (o dei canali) di collegamento con l'esterno. Il criterio di classificazione dipende dalle grandezze idrodinamiche o morfologiche di maggior interesse e dalla finalità della classificazione stessa.

1.2.1. Classificazione idrodinamica

Hayes (1975) ha introdotto una classificazione idrodinamica delle coste e delle bocche di marea, successivamente modificata e perfezionata da Hubbard (1977), Nummedal et al. (1977) e Hayes (1979), che si basa sul rapporto reciproco tra le principali forzanti costituite da marea e moto ondoso, entrambe indipendenti dalla configurazione del sistema della bocca. Il moto ondoso è generato in mare aperto, quindi non è in alcun modo legato alla geometria della bocca. A sua volta, l'escursione di marea

esterna dipende principalmente dalla componente di attrazione astronomica e dalla sua interazione con la topografia del fondo e le morfologie costiere (Klein e Kinkl, 2006).

La classificazione in funzione dell'escursione di marea a_m , intesa come differenza tra la condizione di alta e bassa marea (Davies, 1964), è stata affinata fino alla distinzione dei seguenti ordini di grandezza:

- microtidale: $a_m < 1.0 m$;
- basso mesotidale: $1.0 m < a_m < 2.0 m$;
- alto mesotidale: $2.0 m < a_m < 3.5 m$;
- basso macrotidale: $3.5 m < a_m < 5.0 m$;
- alto macrotidale: $a_m > 5.0 m$.

Il clima marino viene preso in considerazione attraverso la stima dell'altezza d'onda significativa media su base annuale H_s (escludendo le calme):

- energia del moto ondoso bassa: $H_s < 0.60 m$;
- energia del moto ondoso media: $0.60 m < H_s < 1.5 m$;
- energia del moto ondoso alta: $H_s > 1.5 m$.

La classificazione di una bocca lagunare si basa sulla combinazione di questi due parametri. Questo consente di individuare cinque diverse categorie, in base al rapporto tra escursione di marea e altezza d'onda media (Figura 1.4), cui corrispondono caratteristiche morfologiche specifiche:

- ambienti dominati dal moto ondoso: i cordoni litoranei sono lunghi e continui, ci sono poche bocche ed estesi ventagli di rotta (*washover*) sulla barriera;
- ambienti ad energia mista (dominati dal moto ondoso): il numero di bocche è crescente, ci sono grandi delta di riflusso e i *washover* sono in diminuzione;
- ambienti ad energia mista (dominati dalla marea): sono caratterizzati da un numero importante di bocche, grandi delta di riflusso e cordoni litoranei sottili;
- ambienti dominati dalla marea (bassa): sono presenti occasionali barre costruite dal moto ondoso e forme di transizione;
- ambienti dominati dalla marea (alta): sono predominanti le forme di fondo da correnti di marea, estese zone paludose e piane di marea.

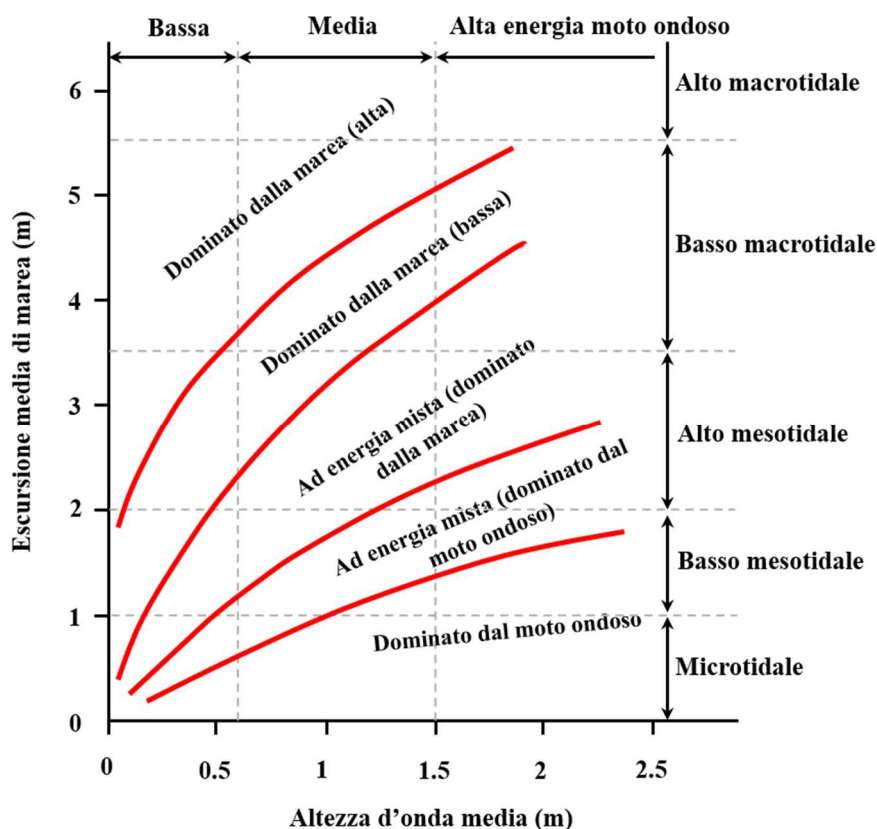


Figura 1.4: Classificazione idrodinamica delle bocche lagunari (Hayes, 1979).

Se l'escursione di marea aumenta, il peso relativo del moto ondoso diminuisce. Se l'energia del moto ondoso è abbastanza contenuta, anche una piccola escursione di marea è in grado di creare le condizioni per un ambiente dominato dalla marea rispetto ad una costa a media o alta energia.

1.2.2. Classificazione geomorfica

Secondo tale criterio (Kjerfve, 1986) la conformazione del canale (o dei canali) che collega il bacino lagunare al mare aperto adiacente è una caratteristica primaria per la classificazione degli ambienti lagunari e, più di ogni altro parametro, determina il comportamento del sistema. Secondo questa classificazione le lagune possono essere: strozzate (*choked*), perdenti (*leaky*) o ristrette (*restricted*) (Figura 1.5).



Figura 1.5: Classificazione dei bacini lagunari in base allo scambio d'acqua col mare aperto.

Choked lagoons

Sono caratterizzate da un singolo canale di accesso e un piccolo rapporto tra la sezione trasversale del canale e la superficie lagunare. Si trovano generalmente lungo coste con alta energia del moto ondoso e una piccola escursione di marea. La circolazione interna è fortemente influenzata dai cicli idrologici e dalle portate provenienti da eventuali fiumi che sfociano nel bacino; inoltre il tempo di residenza, ossia il tempo di permanenza di ogni particella al suo interno, in questo caso risulta lungo. La forte azione del moto ondoso unitamente alla disponibilità di sedimenti genera un importante trasporto solido *long-shore*, in grado di costruire il cordone litoraneo che separa la laguna dal mare aperto. Se il trasporto solido è particolarmente significativo, la bocca può anche chiudersi temporaneamente. L'influenza della marea solitamente riguarda solo l'entrata del canale: di conseguenza, la variabilità delle velocità e del livello dell'acqua all'interno del bacino può essere condizionata principalmente da azioni legate al vento, per azione diretta sulla superficie libera o per effetto delle correnti da esso innescate. Molte lagune sono soggette a variazioni stagionali del livello dell'acqua anche dell'ordine del metro, specialmente durante periodi molto piovosi. La salinità lagunare può subire forti variazioni, passando da una laguna prevalentemente d'acqua dolce ad una iperalina.

Leaky lagoons

Possono presentare diversi canali di accesso in laguna, che generalmente si configurano più come ampi passaggi attraverso un sistema di isole barriera, che permettono la trasmissione degli effetti dal mare aperto alla laguna con una resistenza minima. Il rapporto tra la sezione trasversale del canale e la superficie lagunare è relativamente alto. Sono dominate dall'influenza marina, hanno una salinità vicina a quella in mare aperto, forte variabilità della marea e occasionalmente si ha alta energia del moto ondoso. Si collocano solitamente lungo coste con caratteristiche di marea e moto ondoso variabili. Tuttavia, le correnti di marea devono essere sufficientemente forti da evitare la chiusura delle bocche che può essere dovuta al trasporto *long-shore* generato dal moto ondoso. In zone caratterizzate da un'importante escursione di marea tale tipologia di laguna può svilupparsi e rimanere stabile nonostante l'altezza d'onda

significativa media rappresentativa del moto ondoso incidente possa essere elevata. In coste con un'escursione di marea più limitata, tali lagune possono sussistere solo se anche l'energia del moto ondoso rimane ridotta.

Restricted lagoons

Si trovano in coste con energia del moto ondoso medio-bassa e piccola escursione di marea. Solitamente comunicano col mare aperto attraverso due o più canali, che tipicamente rimangono aperti. Il livello oscillante della marea e la variabilità delle correnti sono direttamente trasmessi all'interno della laguna, senza sensibili variazioni. Questa tipologia di lagune mantiene una buona circolazione di marea interna, che può venire modificata dalle forzanti da vento e dall'apporto di acqua proveniente da foci di fiumi. Tali lagune solitamente non presentano variazioni significative di salinità interna.

1.3. Morfologia delle bocche lagunari

Le bocche lagunari sono composte sostanzialmente da tre sezioni (Bruun, 1978): la sezione oceanica, che costituisce l'entrata e include il delta di riflusso esterno, le barre e uno o più canali, e il cui sviluppo è fortemente influenzato dall'azione del moto ondoso; la gola, corrispondente alla sezione del canale avente minima area trasversale, è solitamente meno esposta al moto ondoso; la sezione interna del bacino lagunare, che include il delta di flusso interno e i canali, dove dominano le correnti e il moto ondoso ha un'azione relativamente ridotta (Figura 1.6).

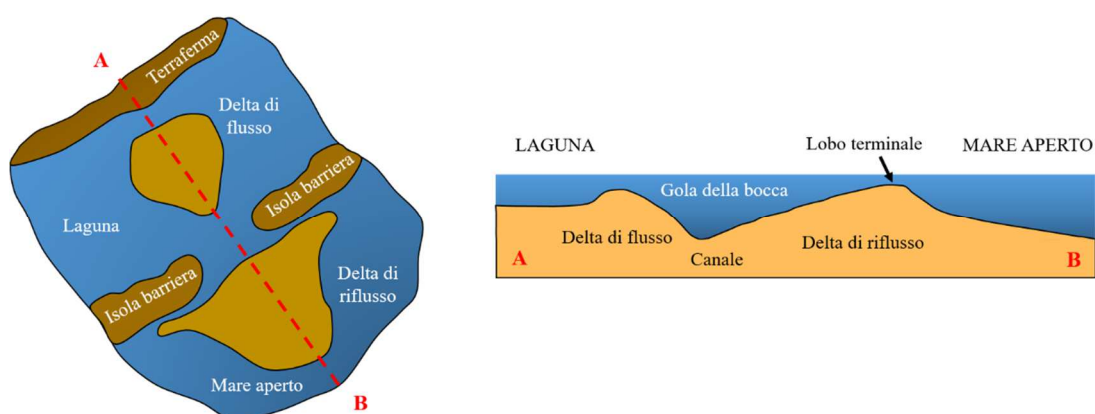


Figura 1.6: Modelli che mostrano la morfologia di una bocca lagunare, con evidenziate le zone dei delta di marea e la gola della bocca (Hayes, 1975).

La gola è solitamente situata dove l'accrescimento di uno o entrambi i bordi della barriera costringono il canale lagunare ad una larghezza minima e alla minima sezione trasversale. Qui le correnti di marea normalmente raggiungono la loro massima velocità. Comunemente la forza delle correnti sulla gola determina la rimozione dei sedimenti dal fondo del canale. I delta hanno origine dal deposito di materiale dovuto alla

decelerazione delle correnti di marea e all'azione del moto ondoso; il delta di flusso è rivolto verso terra, o verso la laguna, mentre il delta di riflusso è rivolto verso il mare aperto.

Uno degli elementi chiave per analizzare l'evoluzione di una bocca ed il suo comportamento è l'accoppiamento dinamico tra tutte le principali morfologie coinvolte e dunque i delta, la gola della bocca e il bacino sotteso e quanto esse tendano a rimanere in equilibrio (dinamico) con le forzanti idrauliche su larga scala, individualmente e collettivamente (Dean, 1988; Oost e De Boer, 1994; Stive et al., 1998; Stive e Wang, 2003). Infatti, uno spostamento dalla condizione di equilibrio in una delle componenti si tradurrà in uno scambio di sedimenti tra le diverse parti morfologiche, tale da compensare lo squilibrio temporaneo (Elias et al., 2005).

1.3.1. I delta di marea

Sono forme strettamente associate alle bocche lagunari e consistono in banchi di sabbia che si originano in prossimità delle stesse. Il delta di flusso si forma all'interno del bacino lagunare, mentre il delta di riflusso in mare aperto (FitzGerald e Buynevich, 2019). Nonostante la formazione dei delta richieda determinate condizioni idrodinamiche al contorno, la condizione base per il loro sviluppo è un sufficiente apporto di sedimenti dovuto al trasporto *long-shore* e *cross-shore*. Mentre il trasporto *long-shore* alimenta principalmente e in maniera diretta il delta di riflusso, il trasporto *cross-shore* fornisce un apporto di sedimenti sia al delta di riflusso che a quello di flusso. In prossimità di una bocca, il moto ondoso interagisce con le correnti modificando le tensioni tangenziali al fondo (Grant e Madsen, 1979; Soulsby e Clarke, 2005); i sedimenti vengono trasportati sia dalle correnti di marea, dirette alternatamente in ingresso e in uscita dal bacino lagunare, che dal moto ondoso che si propaga verso la costa (Niemeyer, 1990).

La direzione prevalente del moto ondoso, unitamente alla propagazione dell'onda di marea, sono gli agenti predominanti nel definire la direzione del trasporto *long-shore*. Nelle vicinanze della bocca, la rifrazione, lo *shoaling* e il frangimento delle onde portano alla movimentazione dei sedimenti, favorendo la formazione del delta.

La capacità di trasporto delle correnti di marea diminuisce notevolmente fuori dalla gola della bocca, a causa dell'incremento della sezione trasversale e alla ramificazione del canale principale in un sistema di canali multipli. Tali condizioni favoriscono sia lo sviluppo del delta di flusso che di riflusso. Specialmente per la fase di flusso, l'inondazione di vaste aree in laguna determina una riduzione della velocità che favorisce il deposito sul lato della bocca verso la laguna.

La formazione del delta è influenzata dagli sviluppi morfologici dell'area della laguna, a loro volta legati a cambiamenti nelle oscillazioni di marea, sia interne che esterne. Ad esempio l'interrimento e l'aumento delle zone paludose emerse nel bacino lagunare determinano una diminuzione del prisma di marea e della capacità di flusso

della bocca; al contrario, un aumento del prisma dovuto all'incremento del livello del mare determina un accrescimento della capacità del bacino.

I delta hanno una funzione importante nel sistema morfologico bocca-barriera-bacino. In particolare costituiscono dei serbatoi di sabbia temporanei o a lungo termine per il trasporto solido *long-shore* e *cross-shore* (Fitzgerald, 1984; Gelfenbaum et al., 1999). Specialmente i delta di riflusso, poi, fungono da protezione per le spiagge dal moto ondoso e dalle mareggiate intense. Essi dissipano e reindirizzano l'energia del moto ondoso proveniente dal largo verso le spiagge adiacenti (Fitzgerald, 1984) e costituiscono un meccanismo per il *bypass* della bocca da parte dei sedimenti (FitzGerald et al., 2000).

Lo sviluppo e la formazione dei delta dipende in definitiva dall'apporto dei sedimenti associato alle correnti *long-shore* e *cross-shore*, dall'escursione di marea, dal prisma di marea del bacino e dall'energia del moto ondoso (Niemeyer, 1990).

Delta di flusso

Le bocche appartenenti a coste ad energia mista, che in genere presentano un sistema di canali che si ramifica verso terra tra le barene e le zone semi emerse, solitamente contengono un unico delta di flusso a forma di ferro di cavallo. Al contrario, le bocche che presentano ampi bacini lagunari con profondità ridotte possono presentare delta di flusso più diffusi e ramificati. Solitamente, la dimensione di tali delta aumenta all'aumentare del volume d'acqua contenuto nel bacino lagunare. In alcuni contesti, soprattutto a seguito della chiusura di una bocca, i delta di flusso vengono colonizzati dalla vegetazione, che va ad alterare le loro caratteristiche mascherandone l'originaria morfologia. In altri casi, parti del delta vengono dragate per garantire la navigabilità interna, e questo comporta importanti alterazioni della morfologia. La maggior parte dei delta ha caratteristiche simili, in cui si possono distinguere componenti comuni, di seguito richiamate (Hayes, 1975, 1979) (Figura 1.7):

- Rampa di flusso. È un canale che si estende verso l'interno del bacino, degradando verso la porzione intertidale del delta. Le forti correnti di flusso e le mareggiate determinano l'ingresso di sabbia verso terra.
- Canali di flusso. La rampa di flusso si divide in due canali di flusso poco profondi, che culminano nel delta, e sono dominati anch'essi dalle correnti di flusso.
- Lingue di riflusso (*ebb spits*). Si estendono dal lobo terminale verso la bocca. Si formano a partire dall'erosione della sabbia costituente il delta stesso e dal trasporto verso la bocca da parte delle correnti di riflusso.
- Lobo terminale del delta. Definisce la parte più alta e più diretta verso terra del delta, e può essere parzialmente ricoperto dalla vegetazione. Funge da riparo, per la restante porzione del delta, dagli effetti delle correnti di riflusso, deviando lateralmente il riflusso verso gli *ebb spits*.

- Lobi di fuoriuscita (*spillover lobes*). Sono lobi di sabbia che si formano laddove le correnti di riflusso hanno fatto breccia attraverso gli *ebb spits* o il lobo terminale, depositando sabbia nella parte interna del delta.

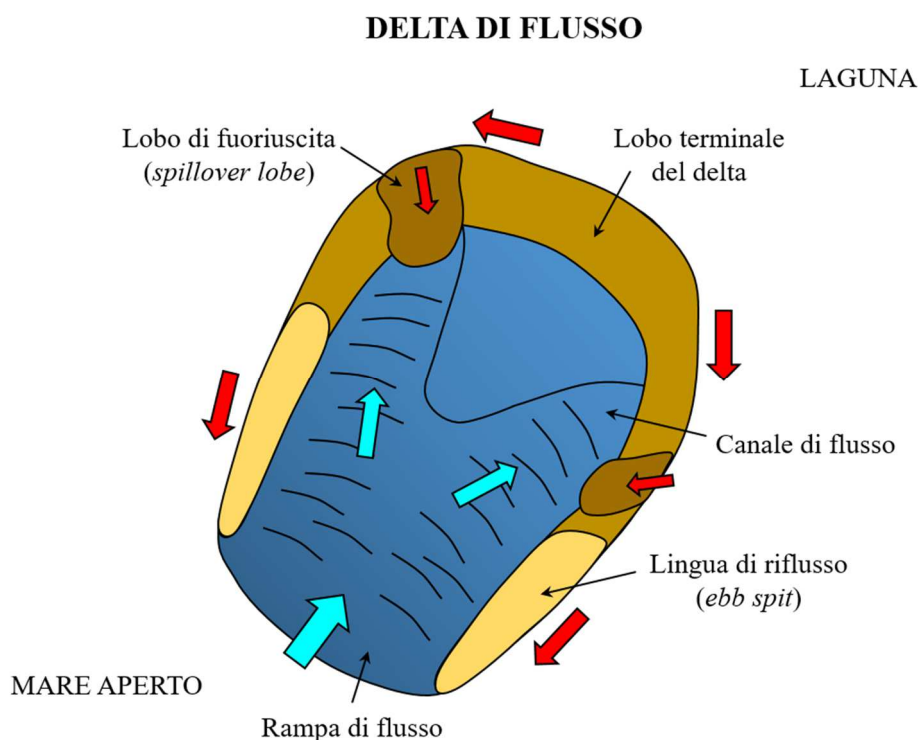


Figura 1.7: Schematizzazione del delta di flusso.

Nelle bocche più stabili la sabbia che compone il delta viene continuamente rimessa in circolazione. Durante la fase di marea crescente le correnti di flusso raggiungono le velocità maggiori nella fase intermedia tra bassa e alta marea e successivamente, al raggiungimento del picco di alta marea, l'intero delta è sommerso. In questa fase si ha il trasporto attraverso rampa e canali di flusso verso il lobo terminale. Successivamente, durante la marea calante, si ha il massimo delle correnti di riflusso tra il picco di alta e di bassa marea. In tale fase il lobo terminale è generalmente emerso, e divide le correnti di riflusso lateralmente: esse erodono i lati del lobo rivolti verso terra, trasportando la sabbia verso gli *ebb spits* e infine nel canale della bocca. Tale sabbia verrà nuovamente movimentata al successivo ciclo di marea (FitzGerald e Buynevich, 2019).

Delta di riflusso

I delta di riflusso si formano come risposta alle correnti di marea che fluiscono attraverso la bocca (van der Vegt et al., 2006) e presentano una forma di equilibrio e

morfologie associate che dipendono dal prisma di marea (Walton Jr e Adams, 1977), dall'energia del moto ondoso e dalla disponibilità dei sedimenti (Hicks e Hume, 1996).

I delta di riflusso mostrano una grande varietà di forme in funzione della maggiore o minore incidenza di moto ondoso e marea e delle caratteristiche geologiche del sito. Sono maggiormente sviluppati in coste ad energia mista, e sono generalmente composti dalle morfologie brevemente richiamate nel seguito (Figura 1.8):

- Canale principale di riflusso. È un canale la cui profondità diminuisce procedendo verso il mare aperto. È dominato dalle correnti di riflusso, dalle quali viene eroso.
- Lobo terminale. I sedimenti che vengono erosi dal fondo del canale principale vengono trasportati fuori e rilasciati su questo deposito sabbioso dalla forma arcuata. Le pendenze del lobo terminale sono generalmente maggiori sul lato rivolto verso il mare aperto e il contorno viene modellato dalle onde frangenti, specialmente durante le mareggiate.
- Piattaforma di movimentazione (*swash platform*). È una piattaforma sabbiosa ampia e poco profonda situata su entrambi i lati del canale principale di riflusso, e definisce l'estensione generale del delta.
- Barre lineari ai margini del canale. Delimitano il canale principale di riflusso, tendendo a confinare lo stesso. Sono generalmente esposte durante la bassa marea.
- Barre di movimentazione (*swash bars*). Le onde che frangono sul lobo terminale e attraversano la *swash platform* formano barre arcuate che migrano verso terra.
- Canali marginali di flusso. Sono canali poco profondi situati a lato delle barre che delimitano il canale principale di riflusso. Sono dominati dalle correnti di flusso che possono, in alcuni momenti del ciclo di marea, essere compresenti a quelle di riflusso che interessano il canale principale.

La forma generale del delta e delle morfologie ad esso associate sono strettamente connesse all'escursione di marea, al moto ondoso e alla loro interazione (Van Rijn, 1990), che avviene in maniera fortemente non lineare (De Vriend, 1991). In bocche dominate dalla marea, generalmente, i delta sono allungati in direzione normale alla linea di costa, con un canale principale di riflusso delimitato lateralmente da barre lineari che si estendono verso il largo. Il trasporto di sabbia dovuto al moto ondoso copre un ruolo secondario nell'evoluzione del delta per tali bocche.

DELTA DI RIFLUSSO

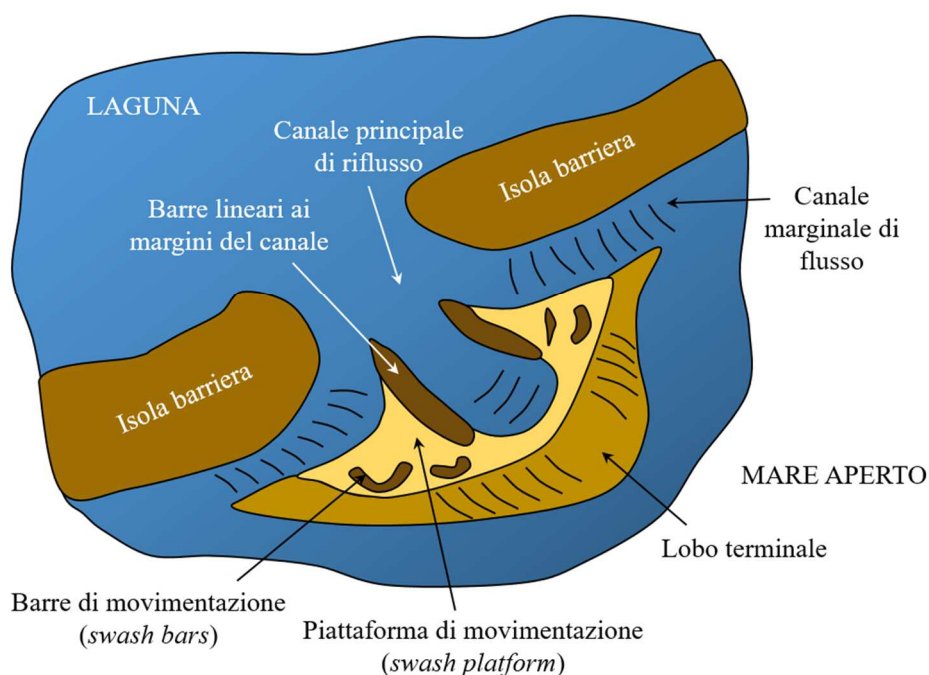


Figura 1.8: Schematizzazione del delta di riflusso.

Il maggior movimento di sabbia avviene in direzione *onshore-offshore*: il delta di riflusso quindi si sovrappone parzialmente al litorale in prossimità della bocca, e questo comporta delle implicazioni sull'estensione, a seguito della quale la bocca subisce processi erosivi e deposizionali. I delta nelle bocche dominate dal moto ondoso vengono da esso spinti verso la bocca (Oertel, 1975). Solitamente, il lobo terminale e le *swash bars* formano un piccolo arco che delimita il delta verso il mare aperto. In molti casi gli elementi deposizionali sono tutti subtidali. In altri casi, i corpi sabbiosi possono emergere, ostruendo l'entrata della bocca e determinando la formazione di molti canali minori e maggiori. In bocche ad energia mista, infine, la forma del delta è il risultato dell'interazione tra entrambi i processi di moto ondoso e marea. I delta hanno un canale principale di riflusso ben formato, generato dalle correnti di riflusso. La *swash platform* e gli altri corpi sabbiosi si sovrappongono parzialmente al litorale della bocca. In Figura 1.9 sono rappresentate le tre tipologie di bocca sopra descritte.

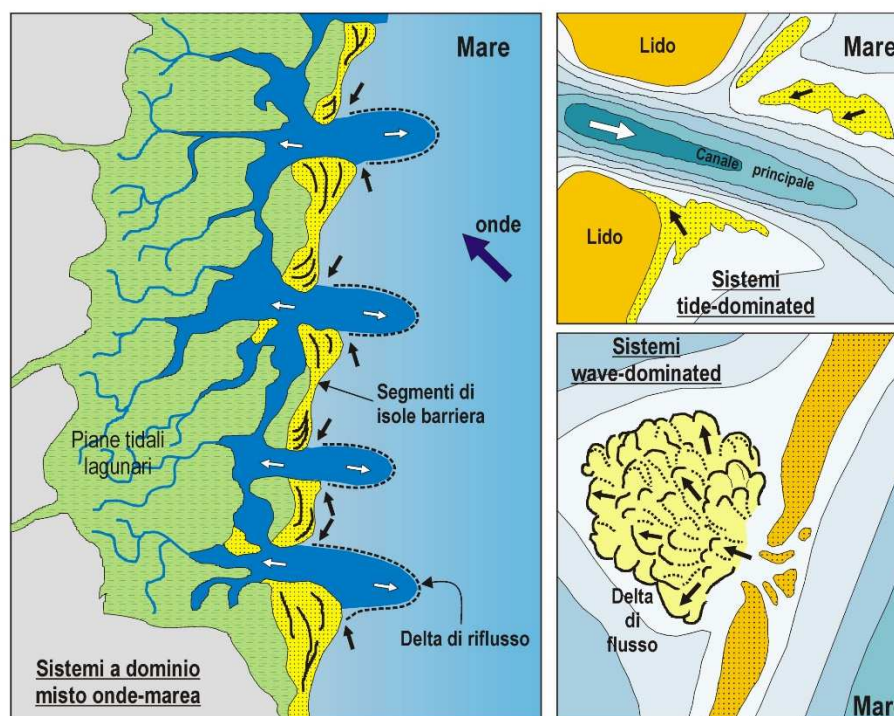


Figura 1.9: Rappresentazione di una bocca dominata dalla marea (in alto a destra), dal moto ondoso (in basso a destra) e ad energia mista (a sinistra), in cui si vedono le differenti morfologie sopra descritte, in particolare la presenza e l'estensione dei delta di flusso e di riflusso (Hubbard et al., 1979).

Nonostante la loro importanza, i processi che governano lo sviluppo dei delta di riflusso, l'evoluzione e l'interazione con i litorali adiacenti non sono ancora del tutto chiari (van Leeuwen et al., 2003; van der Vegt et al., 2006; Fagherazzi e Overeem, 2007).

1.4. Azioni prevalenti sulle bocche lagunari

1.4.1. Azione della marea

La propagazione dell'onda di marea nel bacino lagunare influenza le condizioni del flusso attraverso la bocca e la forma del bacino stesso. A loro volta, la propagazione dell'onda e la forma del bacino influenzano in maniera diretta i livelli dell'acqua nel bacino stesso. Lo sviluppo di un gradiente idraulico nel bacino gioca un ruolo fondamentale nel determinare le correnti di flusso e di riflusso.

La gola della bocca è la parte maggiormente influenzata dalle correnti di marea, nella sua morfologia e dimensione. Non vi è un criterio universalmente accettato per determinare se una bocca sia caratterizzata dalla prevalenza di correnti di flusso o di riflusso, ma considerazioni sulla geometria di bocca e bacino sono utili per distinguerne

il comportamento. Inoltre, anche la relazione tra il livello medio in corrispondenza della bocca e all'interno del bacino è importante per determinare la prevalenza delle correnti di flusso o di riflusso.

Bacini relativamente piatti e tali per cui la superficie sommersa aumenta al crescere della marea, che progressivamente interessa e coinvolge vaste aree intertidali, vedono solitamente la prevalenza di correnti di riflusso (Hubbard et al., 1977). L'inondazione delle aree intertidali comporta un incremento della resistenza al flusso, che a sua volta accresce il ritardo di fase tra i livelli dell'acqua nella bocca e nel bacino, con il risultato di una maggiore durata della fase di flusso. La durata della fase di riflusso risulta quindi minore: per mantenere in equilibrio il prisma in fase di flusso con quello in fase di riflusso, pertanto, tale differenza di durata deve essere bilanciata da velocità maggiori delle correnti in fase di riflusso.

Se il bacino è sufficientemente aperto, ampio e profondo, non ci sarà un incremento della resistenza in fase di flusso. In fase di riflusso, invece, può verificarsi uno sfasamento dovuto ad un aumento di resistenza in corrispondenza della gola della bocca. In questo caso la durata del riflusso sarà maggiore, e per continuità le correnti di flusso avranno velocità maggiori.

Confrontando le caratteristiche morfologiche del sistema bocca-bacino con la classificazione idrodinamica della bocca, ci si aspetta che nelle bocche dominate dalla marea il riflusso sia prevalente, mentre quelle in cui prevale il flusso è più probabile che siano dominate dal moto ondoso. Le bocche di transizione hanno spesso un canale dominato dal riflusso ed uno o più secondari dove prevalgono le correnti di flusso.

Le correnti di riflusso interagiscono verso il mare aperto con le correnti generate dal moto ondoso, in particolare con quelle *long-shore*, determinandone un'interruzione (Sha, 1989a); in questo caso la corrente può decelerare (Sha, 1989b). Entrambi questi processi interagiscono con la configurazione del delta di riflusso. Le bocche dominate dalla marea, in particolare in ambienti macrotidali, presentano generalmente un unico canale di riflusso con banchi sabbiosi paralleli; se la marea mantiene velocità elevate anche a una certa distanza dalla bocca, sarà meno probabile la formazione di un delta composto da più banchi sabbiosi con un sistema multicanale. In ambienti mesotidali, le bocche governate dal riflusso presentano generalmente un delta verso mare, il cui volume ed estensione dipendono significativamente dalla capacità di riflusso e dall'escursione di marea (Marino, 1986). Le bocche di transizione, invece, sono caratterizzate da delta di riflusso che presentano canali multipli e numerosi banchi. Il trasporto solido avviene sia verso la laguna che verso il mare aperto (Nummedal e Penland, 1982), ed è dovuto alla presenza di un canale principale dominato dal riflusso e canali secondari dominati dal flusso.

1.4.2. Azione del moto ondoso

Le onde generate al largo subiscono una diffrazione pressoché uniforme una volta entrate nel bacino attraverso la bocca, che risulta più o meno indipendente dalla loro

iniziale propagazione al largo. La direzione prevalente del moto ondoso determina sotto costa la componente *long-shore* del flusso di energia delle onde. In prossimità della bocca, i fondali via via più bassi generano effetti di rifrazione, *shoaling* e frangimento delle onde (Vu et al., 2014): i rapidi cambiamenti della topografia del fondale e l'interazione con le forti correnti di marea in uscita dalla bocca influiscono significativamente sul fronte d'onda. Le onde non influenzano in maniera diretta la geometria della gola della bocca o del canale in generale, ma la loro propagazione all'interno del canale è principalmente governata dalla geometria dello stesso e dalle correnti di marea; la direzione del moto ondoso al largo quindi è di minore importanza (Niemeyer, 1986).

Come precedentemente descritto, il delta di riflusso è un'area in equilibrio dinamico tra le correnti di riflusso e la propagazione del moto ondoso sotto costa. In particolare, la direzione del moto ondoso e l'interazione con le correnti di marea influenzano la sua geometria, specialmente la simmetria e la protrusione (Sha e Van Den Berg, 1993).

1.5. Modalità di trasporto dei sedimenti

Il processo di trasporto dei sedimenti in una bocca lagunare è piuttosto complesso, a causa dell'inversione delle correnti di marea, degli effetti delle mareggiate, dell'interazione con le correnti *long-shore* e della grande variabilità della batimetria. I depositi che si originano all'interno del sistema morfologico della bocca possono fungere da serbatoi naturali sia a breve che a lungo termine; essi variano dalle piccole forme di fondo che ricoprono il canale di ingresso al bacino, con distanze percorse dal materiale dell'ordine del metro ad ogni ciclo di marea, ai grandi depositi formati dai delta, dove parte della sabbia viene rimessa in circolazione dai meccanismi di trasporto, ma la gran parte può rimanere stabile anche per centinaia di anni (FitzGerald e Buynevich, 2019).

Un altro fattore che governa lo spostamento dei sedimenti è costituito dagli interventi antropici sulla bocca o in prossimità della stessa. Le opere ingegneristiche vengono solitamente realizzate per stabilizzare la bocca lagunare e migliorare la navigazione attraverso il canale principale sia verso mare che verso l'interno del bacino; tipicamente consistono nella costruzione di moli e in periodici interventi di dragaggio del materiale depositato sul fondo del canale, naturalmente esposto a fenomeni di interrimento.

1.5.1. Trend generale di trasporto della sabbia

Durante la fase di riflusso del ciclo di marea, la corrente in uscita dal bacino lagunare tende ad accelerare per effetto del restringimento di sezione in corrispondenza della bocca, superato il quale l'espansione laterale verso mare causa una successiva diminuzione delle velocità; i sedimenti vengono quindi trasportati verso l'esterno e depositati nel lobo terminale del delta di riflusso, determinando la formazione di forme

di fondo sabbiose che possono raggiungere altezze dell'ordine di 1-2 metri. Successivamente, all'inizio della fase di innalzamento del livello di marea esterno alla laguna, l'acqua continua a fluire attraverso il canale di riflusso verso il mare aperto; inizialmente, quindi, il flusso entra all'interno del bacino attraverso i canali laterali marginali, che costituiscono delle vie preferenziali con minor opposizione dinamica al moto. In tali canali il trasporto dei sedimenti si muove verso il bacino lagunare, originando forme di fondo orientate secondo il flusso. Il frangimento delle onde determina una spinta dinamica bilanciata da una crescita del livello sotto costa, che determina un incremento del gradiente in ingresso con conseguente aumento delle correnti di flusso, ed una riduzione in uscita, che genera un rallentamento delle correnti di riflusso. L'interazione tra tali dinamiche influenza i processi di trasporto solido. In generale, quindi, nella gran parte delle bocche c'è un trend complessivo di trasporto verso il mare aperto nel canale principale di riflusso, e di trasporto verso il bacino lagunare nei canali marginali di flusso. Il movimento netto di sabbia verso il bacino lagunare o verso il mare aperto è controllato dalla prevalenza della corrente in un verso o nell'altro.

Nelle bocche protette dai moli la sabbia della spiaggia adiacente alla bocca può essere presa in carico, depositata all'interno del canale e poi trasportata attraverso la bocca. Questo può accadere specialmente in situazioni in cui il molo sopraflutto è abbastanza corto, oppure se il materiale depositato in prossimità dello stesso ha occupato la sua intera lunghezza.

1.5.2. *Bypass* della bocca da parte dei sedimenti

La modalità in cui la sabbia derivante dal trasporto *long-shore* si sposta oltre le bocche lagunari e viene trasferita sottoflutto lungo le coste, coinvolgendo il canale e il delta di riflusso, è chiamato *bypass* dei sedimenti. In letteratura sono stati proposti alcuni modelli concettuali per descrivere questo processo (Bruun e Gerritsen, 1959; Bruun, 1966; FitzGerald, 1982, 1988; Oertel, 1975). Il *bypass* della sabbia viene messo in relazione al peso relativo tra corrente *long-shore* e correnti di marea sulla bocca. Se le correnti *long-shore* sono predominanti, il delta di riflusso viene alimentato dal trasporto *long-shore*, mentre se prevalgono le correnti di marea esso viene alimentato dai sedimenti provenienti dalla bocca attraverso i canali (Elias e van der Spek, 2006). I meccanismi di *bypass* individuati dagli autori in letteratura sono generalmente nove, e si basano principalmente sulla relazione tra la stabilità della gola della bocca e la posizione del canale principale di riflusso. Essi sono validi per un'ampia gamma di bocche a energia mista: *bypass* in corrispondenza di bocche stabili; la rottura del delta di riflusso; migrazione della bocca e rottura della lingua di sabbia; spostamento del canale esterno; breccia nella piattaforma della lingua di sabbia; processi in bocche dominate dal moto ondoso; *bypass* in bocche con moli e soglie; *bypass* in bocche con moli; spostamento del canale esterno in bocche con moli. Uno dei processi risultanti e comuni a questi differenti meccanismi è lo spostamento verso terra delle grandi

morfologie sabbiose e il loro sviluppo lungo la costa in prossimità della bocca (FitzGerald, 1982; FitzGerald et al., 2000), che solitamente avviene in periodi di tempo che variano dai 4 ai 10 anni. Il volume di tali corpi sabbiosi dipende dalla dimensione della bocca, dalla morfologia del delta di riflusso, dell'entità del deposito di sabbia all'interno della bocca e dal tipo di meccanismo di *bypass*. La quantità di sabbia che si sposta oltre la bocca non corrisponde necessariamente a quella proveniente dal solo trasporto *long-shore* (Escoffier, 1977).

1.6. Migrazione e chiusura delle bocche

1.6.1. Cause della migrazione

Alcune bocche risultano stabili fin dalla loro formazione. Altre, invece, migrano anche per lunghe distanze lungo la costa fino al raggiungimento della posizione di equilibrio. Un fattore che differenzia le bocche stabili da quelle che migrano è la profondità della gola della bocca; le bocche più profonde sono spesso ancorate in strati di sedimenti consolidati resistenti all'erosione, mentre i canali delle bocche poco profonde giacciono su sabbia non consolidata.

Se è presente una direzione di corrente e relativo trasporto solido netto *long-shore* prevalente, come visto nel paragrafo precedente, le bocche tenderanno a spostarsi secondo tale direzione. La migrazione e la velocità di movimento dipendono dall'entità del trasporto e dall'angolo compreso tra le direzioni delle correnti *long-shore* e le correnti di marea in corrispondenza della bocca (Bruun, 1978). Se le correnti nella bocca non sono inizialmente in grado di erodere il materiale depositato dalle correnti *long-shore*, la sezione della bocca si ridurrà. Se non intervengono variazioni nel prisma di marea, al raggiungimento di un certo volume di deposito di materiale si dovrà innescare un processo erosivo che tenderà a riportare la sezione in una condizione di equilibrio dinamico. Questo si può manifestare come erosione della barriera a valle della bocca o come approfondimento del canale principale.

La migrazione delle bocche di marea può avere un grande impatto dal punto di vista antropico, specialmente nei casi in cui le bocche fungono da vie d'acqua verso i bacini lagunari interni. In passato alle popolazioni costiere spesso non restava che adattarsi a tali cambiamenti, mentre le moderne civiltà richiedono delle soluzioni tecniche da parte degli ingegneri marittimi. L'intervento antropico nei processi naturali, tuttavia, non è sempre vantaggioso sotto tutti gli aspetti, spesso per una conoscenza incompleta dei processi naturali, per cui si possono avere effetti vantaggiosi in certe circostanze, e svantaggiosi in altre. Le bocche generalmente mostrano continui cambiamenti della loro geometria nel tempo, e la loro migrazione rientra nell'ottica di un processo naturale, a volte inevitabile (Bruun, 1978).

1.6.2. Conseguenze della migrazione

La conformazione delle bocche ha una grande influenza sulla navigazione e sulla configurazione delle coste adiacenti, delle isole barriera e delle aree interne al bacino. I processi naturali che coinvolgono una bocca e le morfologie limitrofe comportano inevitabilmente delle ripercussioni sulle attività antropiche che gravitano attorno a tali aree; questo può tradursi spesso in grandi investimenti da parte dell'uomo per minimizzare gli impatti legati alla dinamicità morfologica che caratterizza questi ambienti. Ad esempio i processi di stabilizzazione delle bocche per garantire una navigazione sicura mediante la costruzione di moli raramente si configura come una soluzione definitiva; generalmente sono necessarie consistenti operazioni di dragaggio per il mantenimento del canale di accesso al bacino retrostante. Inoltre, l'interruzione dei meccanismi di *bypass* dei sedimenti derivanti dal trasporto *long-shore* può determinare delle erosioni sul litorale sottoflutto rispetto alla bocca, e questo può richiedere ulteriori misure di protezione. Anche la migrazione di una bocca può determinare indirettamente consistenti erosioni lungo i litorali delle barriere adiacenti, soprattutto sottoflutto. Se lo sviluppo morfologico di una barriera è tale da prevedere la formazione di una nuova bocca, ovvero la sua migrazione, e lo scopo è prevenire l'avanzare di tale processo, sono inevitabili delle misure finalizzate alla stabilizzazione del canale principale della bocca e alla protezione della costa adiacente sottoflutto che ne contrasti l'erosione.

La migrazione delle bocche ha effetti anche sullo sviluppo morfologico del bacino lagunare retrostante. L'energia del moto ondoso proveniente dall'esterno ed entrante nel bacino decresce man mano che aumenta la distanza dalla bocca. In sistemi in cui moto ondoso e marea hanno un ruolo relativo confrontabile, i canali principali e secondari sono numerosi e profondi in prossimità della bocca, e questo facilita la propagazione del moto ondoso all'interno del bacino, in particolare nella parte più prossima alla bocca. Nelle parti più interne e riparate, invece, le correnti di marea sono più deboli e il moto ondoso non ha più influenza, e il materiale tende a depositarsi. Viceversa, i cambiamenti nell'area del bacino dovuti alla migrazione della bocca, possono poi influenzare le parti più interne con conseguenze talvolta importanti.

1.6.3. Chiusura stagionale delle bocche

Alcune bocche possono essere soggette a chiusure stagionali anche della durata di qualche mese, specialmente quelle con larghezza ridotta (circa un centinaio di metri) in ambienti microtidali con grandi variazioni dei flussi nel corso dell'anno (FitzGerald, 1988; Largier et al., 1992; Cooper, 1994). Le chiusure stagionali sono dovute alla formazione di barre in prossimità dell'ingresso alla bocca e alla migrazione delle stesse verso la spiaggia, e in genere si verificano durante il periodo estivo. Il problema della chiusura di una bocca è duplice perché riguarda sia l'ingresso delle imbarcazioni nel bacino retrostante che la qualità dell'acqua del bacino stesso. In molti casi vi è quindi

l'interesse nel trovare delle soluzioni al fine di evitare queste condizioni transitorie e garantire sia la navigazione che il ricambio di acqua tra il bacino chiuso e il mare aperto.

Sono state formulate diverse ipotesi sui possibili meccanismi di chiusura di una bocca (Bruun e Gerritsen, 1959; FitzGerald, 1988; Gordon, 1991; Hayes, 1991; Ghosh, 1991; Largier et al., 1992; Murtagh e Nelson, 1993; Cooper, 1994), che si possono sintetizzare essenzialmente nelle due tipologie descritte nei paragrafi seguenti.

Interazione tra le correnti di marea nella bocca e le correnti long-shore

Le correnti di marea che si generano in corrispondenza della bocca interagiscono con le correnti *long-shore* e quindi sul trasporto dei sedimenti. Come risultato, si forma un banco di sabbia sopraflutto, la cui dimensione e tasso di crescita dipendono principalmente dall'intensità del trasporto *long-shore*. Si può formare anche un banco più piccolo sottoflutto, dovuto alla deviazione del flusso in uscita causato dalle correnti *long-shore* (Oertel, 1972; Hayes, 1975; Dionne, 1978; FitzGerald, 1988, 1996; Komar, 1996). A seguito della crescita del deposito sopraflutto è possibile che si formi una lingua di sabbia che si protende gradualmente verso l'entrata della bocca stessa. Se la corrente nel canale è abbastanza forte da rimuovere i sedimenti che si depositano nella bocca, allora la lingua non progredirà e si formeranno solamente delle barre marginali sui lati del canale. Diversamente, se la corrente non è abbastanza forte da erodere i sedimenti, la lingua di sabbia continuerà a crescere fino a bloccare completamente l'ingresso della bocca (Oertel, 1972; Hayes, 1975; FitzGerald, 1996; Komar, 1996) (Figura 1.10).

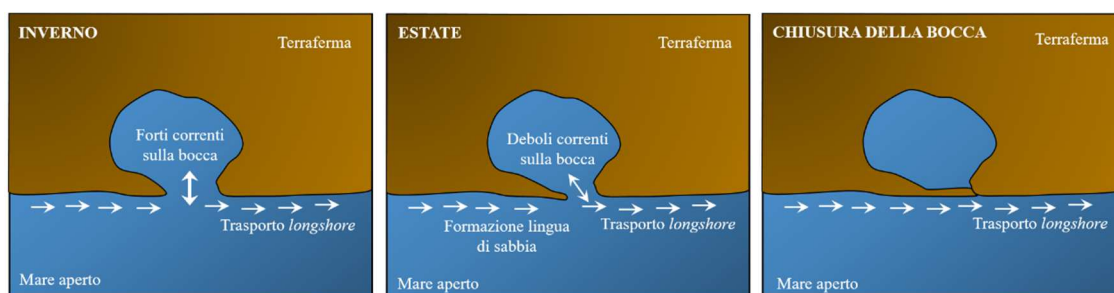


Figura 1.10: Schema del meccanismo di chiusura di una bocca a causa delle correnti *long-shore*.

Tale meccanismo tende a manifestarsi lungo coste a sviluppo prettamente rettilineo con elevate quantità di materiale solido trasportato dalle correnti *long-shore*.

Interazione tra le correnti di marea nella bocca e il trasporto cross-shore dei sedimenti sotto costa

Tale meccanismo si manifesta solo quando le velocità massime della corrente nella bocca sono basse (minori di 1 m/s), e ciò avviene generalmente in ambienti micro o

mesotidali, con piccoli prismi di marea. Se il tasso di trasporto solido *long-shore* non è alto, si dovranno considerare le interazioni tra le deboli correnti nel canale della bocca e il trasporto *cross-shore* dei sedimenti verso la costa. In inverno, quando sono più frequenti le mareggiate, la sabbia viene erosa dalla spiaggia e dalla *surfzone* e trasportata al largo, determinando la formazione di una barra longitudinale in corrispondenza della linea frangenti. Quando le mareggiate si attenuano, la sabbia depositata in questa barra al largo tende ad essere riportata verso la costa. Tuttavia, se le correnti di riflusso sono abbastanza forti, ad esempio in ambienti con elevate escursioni di marea, il trasporto verso la costa sarà ostacolato, soprattutto di fronte alla bocca (FitzGerald, 1988) (Figura 1.11).

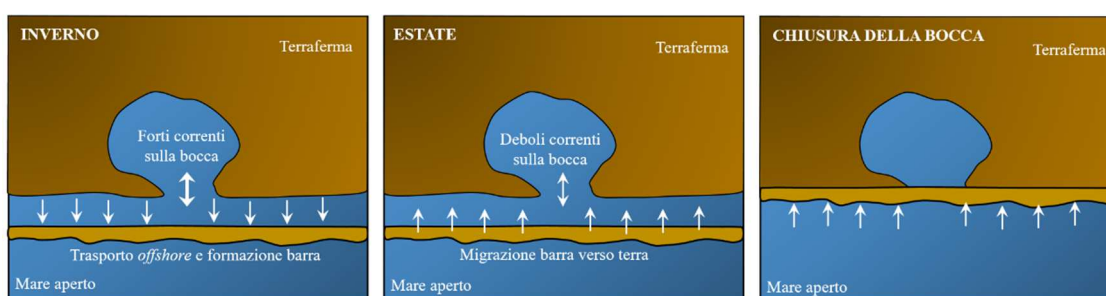


Figura 1.11: Schema del meccanismo di chiusura di una bocca a causa delle correnti *cross-shore*.

In estate, quando le correnti di riflusso sono solitamente meno forti, il continuo trasporto *cross-shore* può determinare la chiusura della bocca.

1.6.4. Modifica delle bocche come conseguenza di interventi antropici

L'intervento antropico su una bocca e sui litorali adiacenti può provocare grossi cambiamenti nella configurazione morfologica dell'intero sistema. L'esempio più evidente è la costruzione di moli per la stabilizzazione dell'ingresso al bacino lagunare; generalmente il litorale sopraflutto progredisce, mentre quello sottoflutto subisce erosione, a causa della deviazione del naturale percorso dei sedimenti. Alcuni interventi poi, apparentemente meno impattanti, possono ugualmente alterare in maniera consistente l'idrodinamica e la morfologia di tali delicati sistemi, specialmente quelli associati a variazioni del prisma di marea. Ad esempio la costruzione di infrastrutture (come ad esempio strade rialzate) all'interno del bacino, o operazioni di riempimento e dragaggio sempre all'interno del bacino, possono determinare cambiamenti dell'entità del prisma di marea e delle correnti di flusso all'interno del bacino. Le infrastrutture possono provocare una partizione antropica del bacino, alterandone quindi le superfici. Anche le operazioni di dragaggio delle vie d'acqua possono ridistribuire i volumi interni e alterare il flusso d'acqua afferente alle bocche, specialmente in sistemi con più bocche. In alcuni casi il volume d'acqua afferente ad una bocca può aumentare, determinandone

un'espansione, mentre in altri casi viene ridotto a valori critici, e questo può causare la chiusura della bocca.

1.7. Equilibrio dinamico delle bocche lagunari e dei bacini: relazioni empiriche da letteratura

Nel corso degli anni si è cercato di legare tra loro alcune grandezze rappresentative, sia geometriche che idrauliche, delle bocche lagunari e dei bacini da esse sottesi, sintetizzandone il comportamento dinamico attraverso relazioni semplici, formulate a partire dall'osservazione della realtà, su base empirica e sperimentale: esse hanno permesso a ingegneri e geologi di poter elaborare alcuni modelli concettuali predittivi.

1.7.1. Curva di Escoffier: relazione tra sezione trasversale e velocità

Ogni bocca è soggetta a delle forzanti che interagiscono in modo complesso tra loro: il moto ondoso che, attraverso le sue correnti, trasporta sabbia all'interno della bocca, e le correnti di marea, che invece la portano all'interno del bacino lagunare o verso il mare aperto. La dimensione e la stabilità di una bocca sono determinate dall'intensità relativa di tali forzanti. La capacità delle correnti di marea di rimuovere i sedimenti dal fondo del canale dipende dalle velocità V_m raggiunte durante i valori di picco delle portate di flusso e riflusso; se il bacino non riceve altri contributi di portata significativi (ad esempio da affluenti interni), tale valore di velocità sarà più o meno uguale nelle due fasi. Esiste un valore critico della velocità V_{cr} oltre al quale si ha movimentazione e trasporto dei sedimenti sul fondo del canale. Tale valore dipende principalmente dalla dimensione dei sedimenti. Se la velocità della corrente supera tale valore critico si avrà erosione nel canale, viceversa si avrà deposito.

Quando sono note le dimensioni geometriche della bocca, del bacino retrostante e l'escursione di marea in mare aperto, è possibile determinare il valore della velocità massima V_m in fase di flusso e riflusso mediante un'equazione derivata da Colonel Earl I. Brown (1928), che dipende dalla lunghezza L e dalla scabrezza del canale (espressa mediante il coefficiente C di Chezy), dall'area della sezione trasversale A e dal perimetro bagnato B della bocca, dall'escursione media di marea H in mare aperto e dalla superficie del bacino S :

$$V_m = C \left(\frac{AH}{2BL} \right)^{1/2} \cdot \left[(1 + r^2)^{1/2} - r \right]^{1/2} \quad (1.1)$$

$$r = \left(\frac{12054C}{S} \right)^2 \cdot \frac{A^2}{2BHL} \quad (1.2)$$

Dal confronto tra la velocità V_m così calcolata e il valore della velocità critica V_{cr} è possibile determinare se una bocca è in erosione, se sta subendo deposito o se si trova in una condizione stazionaria (stabile o instabile).

Escoffier (1940), immaginando un fondo sabbioso e utilizzando la (1.1), ha elaborato un modello concettuale che può riassumersi in tre grafici che mostrano l'andamento della massima velocità V_m in funzione dell'area della sezione trasversale della bocca, a parità delle altre grandezze. La linea orizzontale corrisponde a $V_m = V_{cr}$ rispetto alla quale si possono verificare tre possibili casi: la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$ hanno due punti di intersezione, un solo punto di intersezione o nessuno.

Con riferimento alla Figura 1.12, nel caso in cui ci siano due punti di intersezione, il punto P1, corrispondente a un valore di sezione minore, risulta instabile, mentre il punto P3 si può definire stabile.

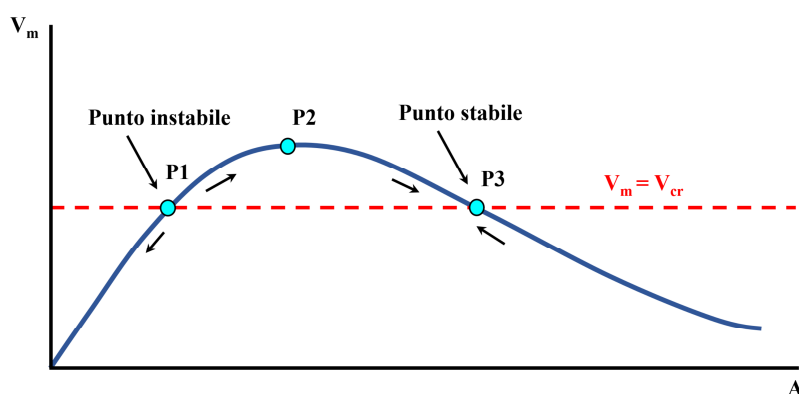


Figura 1.12: Curva di Escoffier nel caso di due punti di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$.

Il punto P1 risulta instabile in quanto ogni deviazione da esso innesca processi che portano ad un ulteriore allontanamento dal punto stesso. Seguendo la curva V_m , infatti, ad una diminuzione della velocità al di sotto della critica corrisponde una condizione di deposito dei sedimenti, che tende a ridurre la sezione della bocca. Viceversa, ad un aumento della velocità sopra la velocità critica corrisponde erosione del fondo del canale, e quindi un incremento della sezione trasversale della bocca. Il punto P3, invece, è stabile perché ogni deviazione da tale punto tende a far ritornare la bocca nella condizione iniziale. Infatti, se la velocità dovesse superare il valore critico si avrebbe erosione con conseguente aumento della sezione, condizione che risulterebbe non coerente con l'andamento della curva V_m : seguendo la curva a monte del punto P3, infatti, la sezione tenderebbe a diminuire, mentre l'incremento di sezione innescato dal meccanismo erosivo porta ad un ritorno verso la condizione P3, che si conferma pertanto di equilibrio stabile. L'opposto accade per una diminuzione della velocità al di sotto del valore critico. Si ha quindi che solamente la soluzione rappresentata dal punto stabile P3 si configura come possibilità ingegneristica da tenere in considerazione per eventuali interventi da attuare in corrispondenza di una bocca lagunare.

I casi in cui vi sia un unico punto di intersezione (Figura 1.13) o nessun punto (Figura 1.14) rappresentano entrambe situazioni in cui non sussistono le condizioni di stabilità duratura per la bocca.

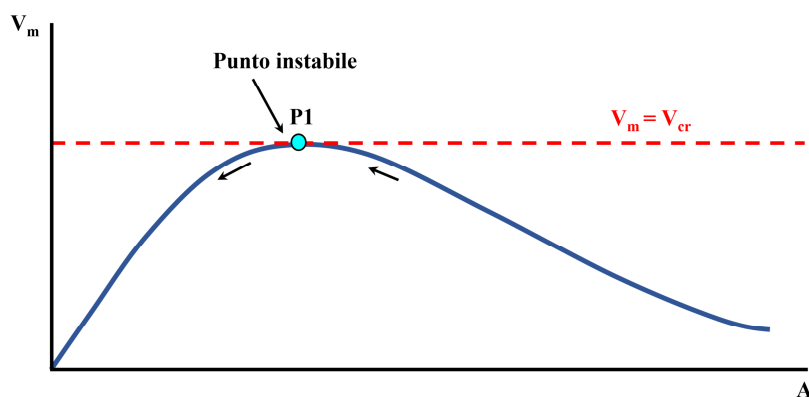


Figura 1.13: Curva di Escoffier nel caso di un punto di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$.

Tale approccio può essere utile per determinare se una bocca può trovarsi in una condizione di equilibrio stabile o meno, soprattutto se non si hanno conoscenze particolarmente approfondite riguardo alla sua storia evolutiva. Inoltre può essere utilizzato per valutare la possibilità di intervenire su una bocca esistente ed eventualmente come, o di aprirne una in modo artificiale.

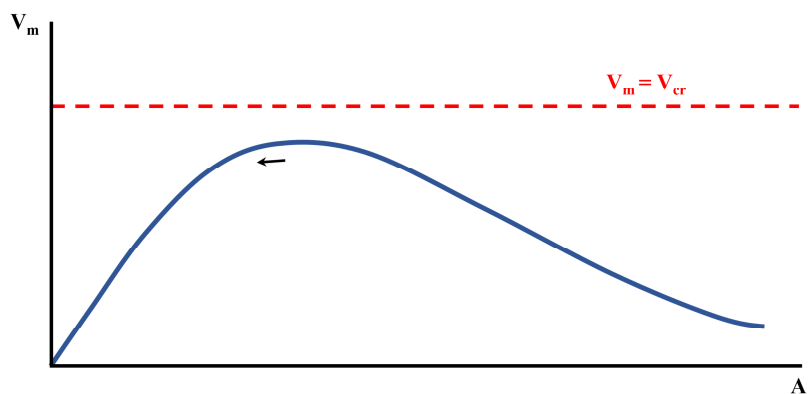


Figura 1.14: Curva di Escoffier nel caso di nessun punto di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$.

Nel lavoro di Escoffier (1940) vengono riportate delle modalità di utilizzo di tali diagrammi. Se ad esempio si volesse mantenere stabile una bocca cui compete una curva delle velocità V_m che individua due intersezioni con la retta $V_m = V_{cr}$ (Figura 1.12), ma la sezione trasversale è tale da ricadere nel tratto instabile a sinistra di P1, si potrebbe intervenire con dei dragaggi in modo da approfondire il canale e aumentarne la sezione e dunque spostarsi nel tratto “P1-P2-P3” verso una condizione di stabilità;

successivamente infatti, la bocca comincerebbe ad evidenziare erosione fino al raggiungimento della condizione stabile rappresentata dal punto P3. Se invece la curva V_m dovesse presentare un unico punto di intersezione con $V_m = V_{cr}$ o addirittura nessuno, bisognerebbe ricorrere a misure che consentano di “alzare” l’intera curva V_m in maniera tale da ottenere due punti di intersezione. Tale innalzamento della curva V_m può essere realizzato ad esempio in due modi: mediante una diminuzione della lunghezza effettiva L del canale di accesso al bacino per ridurre le perdite distribuite e aumentare quindi la velocità massima, oppure mediante una variazione della geometria della sezione trasversale della bocca tale da ottenere una riduzione del raggio idraulico. La diminuzione della lunghezza effettiva del canale si può determinare attraverso un raddrizzamento dello stesso. Per quanto riguarda la variazione della geometria della bocca, invece, si può intervenire incrementando il valore dell’area rispetto al perimetro bagnato, quindi rendendo il canale più stretto e profondo, nei limiti dell’angolo naturale di riposo del materiale costituente il canale (si possono eventualmente realizzare delle protezioni di sponda per ottenere pendenze laterali maggiori).

1.7.2. Sezione trasversale della bocca: relazione col prisma di marea

La sezione trasversale di una bocca è strettamente legata al prisma di marea (O’Brien, 1931, 1969; Jarrett, 1976; Hughes, 2002; Nishi et al., 2006) e al trasporto di sabbia attraverso il canale principale; non è una grandezza statica, ma il canale può allargarsi o restringersi in risposta alle variazioni del prisma di marea, dell’energia del moto ondoso e degli effetti delle mareggiate, anche in periodi di tempo relativamente brevi (minori di un anno). La dimensione di una bocca può anche variare in funzione delle fasi di marea; durante le maree di sizigie si verificano i prismi di marea più alti a cui fanno seguito correnti di marea più forti, con conseguente incremento di fenomeni erosivi nel canale. I cambiamenti a lungo termine della sezione trasversale si valutano invece su periodi maggiori all’anno e in genere possono essere determinati da processi di migrazione della bocca, dal trasporto di sedimenti da e verso il bacino lagunare, dai cambiamenti delle principali morfologie della bocca, come ad esempio il delta di riflusso, siano essi naturali o innescati da interventi antropici.

Diversi autori hanno proposto relazioni empiriche, basate sull’osservazione di bocche esistenti, che legano in maniera monomia la sezione trasversale di equilibrio di una bocca (A) al relativo prisma di marea (P) nella forma (che verrà largamente approfondita nel Capitolo 4):

$$A = k \cdot P^\alpha \quad (1.3)$$

dove k e α sono coefficienti empirici che dipendono principalmente dalle caratteristiche geometriche della bocca e del canale di accesso al bacino, dall’attrito al fondo, dal trasporto solido *long-shore* che alimenta la bocca, dal periodo di marea e dall’entità del prisma di marea.

Come tutte le formule empiriche non basate su un'analisi dimensionale, anche la (1.3) non garantisce un'applicabilità generale per ogni tipo di bocca. Esse derivano infatti dall'osservazione di bocche situate in diverse zone geografiche, quindi con diverse caratteristiche morfologiche e idrodinamiche. Alcune relazioni considerano bocche con caratteristiche analoghe, in particolare bocche naturali oppure stabilizzate dalla costruzione di uno o più moli, mentre altre non tengono conto di tale differenza.

1.7.3. Volume del delta di riflusso: relazione col prisma di marea

Il prisma di marea non influenza solo la sezione trasversale della bocca, ma incide anche sul volume di sabbia che costituisce il delta di riflusso. Quest'ultimo, infatti, qualora non intervengano sostanziali modifiche sull'entità dei flussi scambiati attraverso la bocca tra il bacino retrostante e il mare aperto e sulla disponibilità di sedimenti lungo la costa, tende nel tempo a raggiungere un valore di equilibrio.

Nella metà degli anni '70, Walton e Adams hanno evidenziato che il volume di sabbia contenuto all'interno del delta di riflusso è fortemente correlato all'entità del prisma di marea (Walton e Adams, 1977; Marino, 1986); sono stati proposti vari modelli concettuali e relazioni empiriche per spiegare la varietà nella dimensione, nel volume e nella distribuzione dei canali e dei banchi sabbiosi del delta di riflusso (Hayes, 1975, 1979; Oertel, 1975; Hubbard et al., 1979; FitzGerald, 1988; Kana et al., 1999). Anche il moto ondoso ha un'influenza sul volume, in quanto è responsabile del trasporto di sabbia sotto costa, e in genere della riduzione del volume del delta, causata dai processi di erosione da esso innescati. Il volume di sabbia immagazzinato nel delta tuttavia può variare nel tempo in seguito all'azione delle mareggiate, alle variazioni periodiche del prisma e ai processi di *bypass* dei sedimenti trasversali alla bocca (FitzGerald, 1982). Questi ultimi riguardano generalmente barre di sabbia che possono interessare anche centinaia di migliaia di metri cubi, che hanno origine proprio dal delta di riflusso e che migrano rimanendo ancorati alla costa (FitzGerald, 1988; Gaudiano e Kana, 2001).

Molti autori hanno discusso le principali problematiche legate al calcolo del volume del delta di riflusso e hanno presentato ampie serie di dati, principalmente per bocche dislocate lungo le coste atlantiche dell'America (Dean e Walton, 1975; Walton e Adams, 1977; Marino, 1986; Stauble, 1993; Powell et al., 2006) e quelle della Nuova Zelanda (Hicks e Hume, 1996). Le relazioni che riguardano l'equilibrio dinamico delle bocche di marea riescono a predire bene la crescita del delta di riflusso in casi in cui non si siano avute significative alterazioni della bocca stessa a seguito di interventi antropici, sia dirette che indirette. Tali relazioni legano il volume del delta (V) col prisma di marea di sizigie (P), nella forma seguente:

$$V = a \cdot P^b \quad (1.4)$$

dove a e b sono dei coefficienti ricavati con analisi di regressione (Walton e Adams, 1977).

A seconda delle diverse formulazioni, tuttavia, i valori del volume del delta possono differire anche di un ordine di grandezza. Inoltre tali relazioni sono state ricavate sulla base di osservazioni di bocche in determinate zone geografiche, come ad esempio le coste dell'Atlantico, e la loro applicazione risulta spesso difficile in contesti differenti.

2. Inquadramento territoriale: la Laguna di Marano e Grado e la bocca di Lignano

I processi morfologici che coinvolgono la formazione, l'evoluzione e il mantenimento delle bocche presentano una particolare complessità, e questo è dovuto alla presenza di una grande varietà di morfologie strettamente connesse alle bocche, nonché alla compresenza e all'interazione dei molteplici fattori idrodinamici che agiscono in prossimità delle bocche stesse. Il complesso dinamismo che governa tali ambienti di transizione li rende altamente variabili su scale temporali differenti, a partire dalla singola mareggiata fino ad arrivare alla scala decennale.

In tale contesto la bocca di Lignano, facente parte della Laguna di Marano e Grado, ha evidenziato negli ultimi quarant'anni una significativa evoluzione morfologica a seguito della costruzione di un molo a protezione della darsena di Marina Punta Faro. In particolare, si è verificato un restringimento della sezione trasversale della bocca, con una riduzione dell'area dell'ordine del 30%, e questo l'ha resa un caso studio ideale. Si è quindi cercato di capire quali fossero i fattori che maggiormente influenzano la morfologia della bocca, ed esaminare i fattori idrodinamici che hanno un maggiore peso nell'evoluzione morfologica della stessa.

2.1. Aspetti generali

La Laguna di Marano e Grado è compresa tra le foci dei fiumi Tagliamento (ad Ovest) e Isonzo (a Est). E' un ambiente di transizione situato tra la Bassa Pianura Friulana ed il Mare Adriatico (Figura 2.1).

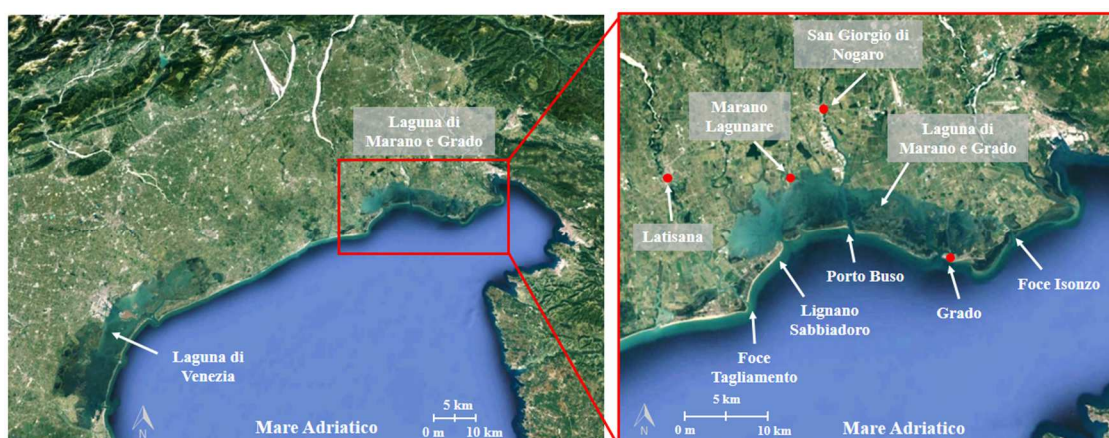


Figura 2.1: Inquadramento territoriale della Laguna di Marano e Grado nell'Adriatico Settentrionale.

Essa comunica con il mare aperto attraverso sei bocche lagunari, nonostante l'occlusione di qualche antica bocca. Da Ovest verso Est le bocche sono rispettivamente: Lignano, S. Andrea (nella parte maranese), Porto Buso, Morgo, Grado e Primero (nella parte gradese) (Figura 2.2).



Figura 2.2: Bocche lagunari che mettono in comunicazione la Laguna di Marano e Grado col mare aperto.

Attualmente le tre bocche principali di Lignano, Porto Buso e Grado sono antropizzate e presentano opere marittime di varia natura (ARPA). Dalle bocche lagunari si dipartono i canali principali dai quali si diramano quelli secondari e quelli di terzo ordine.

Per estensione essa si colloca al secondo posto fra le lagune italiane dopo la Laguna di Venezia. La distinzione dei nominativi risale alla suddivisione amministrativa fra la Laguna di Marano, appartenente all'Italia, e la Laguna di Grado, sotto il dominio austriaco, nel periodo compreso fra il 1866 e il 1917. La Laguna ha avuto origine in successive epoche diverse. La parte occidentale, ossia l'area di Marano Lagunare, si trova nell'attuale posizione da circa 5500 anni, secondo quanto documentato da una serie di studi stratigrafici e cronologici; essa è il risultato della concomitanza di diversi fattori come l'innalzamento del livello medio mare, la subsidenza della pianura prospiciente, l'apporto di sedimenti da parte del fiume Tagliamento e l'avanzamento del suo delta verso il mare, con successiva separazione dell'originario complesso lagunare che si estendeva fino alla foce del Livenza ad Ovest (Laguna di Caorle). La formazione della parte orientale nell'area di Grado, invece, risale all'epoca post-romana (IV-VI secolo d.C). La configurazione della parte occidentale era molto simile a quella attuale già circa 1600 anni fa, mentre la parte orientale ha subito notevoli cambiamenti a seguito dell'evoluzione del delta del fiume Isonzo. Negli ultimi due secoli invece, le maggiori

modifiche sono da imputarsi all'azione antropica, in particolare alle attività di bonifica (ARPA). Si ritiene infatti che, fino alla prima metà dell'800, l'influenza antropica in Laguna sia stata pressoché minima. In particolare, nella prima metà del IX secolo, prese corpo la pratica dell'allevamento ittico in valle, con conseguenze sull'utilizzo degli spazi lagunari (Figura 2.3). La pratica della vallicoltura prevedeva infatti la delimitazione di spazi dedicati con opere che hanno acquisito caratteristiche stabili, anche grazie alla presenza di arginature fisse elevate fino a 2-3 metri sopra il livello del mare, e il controllo dei flussi d'acqua mediante chiaviche azionate in base alle esigenze.



Figura 2.3: Valle da pesca “Panera”, Laguna di Grado (Foto: A. Triches) (Cosolo et al., 2015).

Le valli da pesca tuttavia non sono le uniche opere che hanno esercitato una forte pressione sull'ambiente lagunare. Durante quasi tutto il '900, infatti, sono state effettuate numerose opere, soprattutto di bonifica dei territori perilagunari, con sottrazione di circa il 30% del sistema lagunare gradese. Altri importanti interventi sono stati la delimitazione lagunare verso la pianura friulana mediante argini in pietra a coronamento delle opere di bonifica, la realizzazione di dighe foranee al porto di Grado, la costruzione dei moli guardiani della bocca di Porto Buso, il collegamento viario Belvedere-Grado e la realizzazione del tronco terminale della linea navigabile Litoranea Veneta (Figura 2.4).

Un altro forte elemento di pressione è stato, dal secondo dopoguerra, lo sviluppo di aree industriali nell'immediato entroterra, con gravi conseguenze per la qualità delle acque nonché dei sedimenti lagunari. Infine, da menzionare anche lo sviluppo delle attività turistiche, con un'imponente espansione urbanistica concentrata soprattutto sul litorale in corrispondenza di Lignano e Grado, e l'insediamento di numerosi poli navali.



Figura 2.4: Laguna di Marano e Grado con evidenziati alcuni dei principali interventi del '900.

La Laguna di Marano presenta fondali limitati, con una profondità media di circa 1.2 m, ed è attraversata da alcuni canali che mettono in comunicazione l'ambiente lagunare con le foci endolagunari di alcuni fiumi, prevalentemente di risorgiva. Essi sono Stella, Turgnano, Cormor, Zellina, Corno e Ausa (Figura 2.5).



Figura 2.5: Principali corsi d'acqua che sfociano nella Laguna di Marano e Grado. La linea rossa tratteggiata indica la suddivisione amministrativa tra Laguna di Marano e Laguna di Grado.

La profondità media dello specchio gradese è lievemente inferiore rispetto a quello maranese, con un reticolo di canali più articolato grazie anche ad una maggiore presenza di aree emerse. L'apporto fluviale nella Laguna di Grado è più modesto rispetto alla Laguna di Marano e limitato a Natissa e Isonzato; questo determina il suo carattere significativamente più marino.

Il fondo della laguna è inciso da una rete di canali ramificati, segno dell'antica idrografia della zona emersa, più o meno modificata dalla circolazione lagunare o per intervento antropico; essi rivestono una grande importanza sia da un punto di vista idrodinamico per la circolazione ed il ricambio dell'acqua, che ecologico ed ambientale per l'ossigenazione delle sue acque. Il fondo ha una natura sabbiosa-argillosa. Dalle campagne di misura sedimentologiche eseguite nello scorso decennio dall'ARPA FVG (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente) e dall'ICRAM (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) sull'intera laguna emerge che i sedimenti in prossimità della bocca sono composti principalmente da sabbia calcarea. Mano a mano che ci si addentra in laguna lungo i canali, i sedimenti diventano sempre più fini, e la percentuale di limo e argilla raggiunge quasi il 100% nelle parti più interne (Figura 2.6).

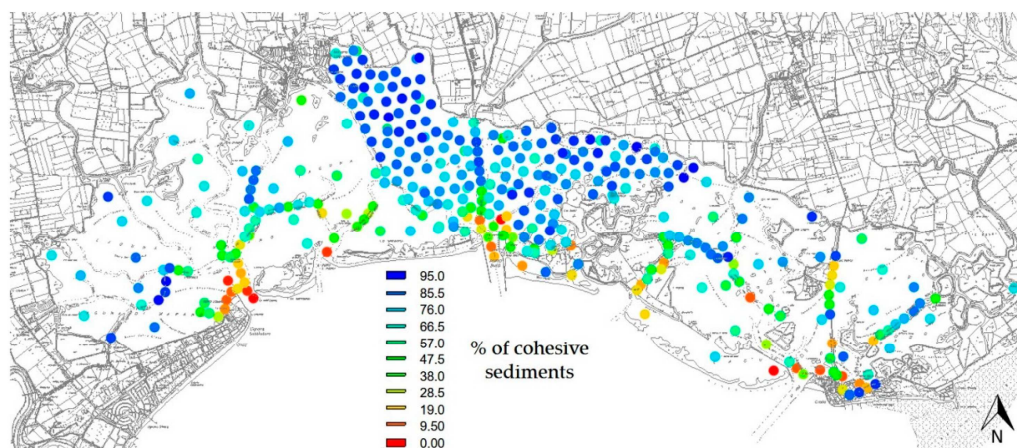


Figura 2.6: Distribuzione delle stazioni di campionamento delle campagne di misura dell'ARPA FVG effettuate lo scorso decennio nell'area lagunare, dove i colori indicano la percentuale di limi e argilla (Petti et al., 2018).

Per quanto riguarda la parte esterna alla Laguna e nello specifico la fascia costiera che va dalla bocca di Lignano verso ovest quasi fino alla foce del fiume Tagliamento, dalle analisi effettuate da Fontolan et al. (2012) emerge la distribuzione sedimentologica riportata in Figura 2.7, dove il *range* del parametro dei sedimenti ϕ va da 2 (che corrisponde a sabbia media con diametro 0.25 mm) a 8.25 (che corrisponde a limo/argilla, con diametro minore di 4 μm).

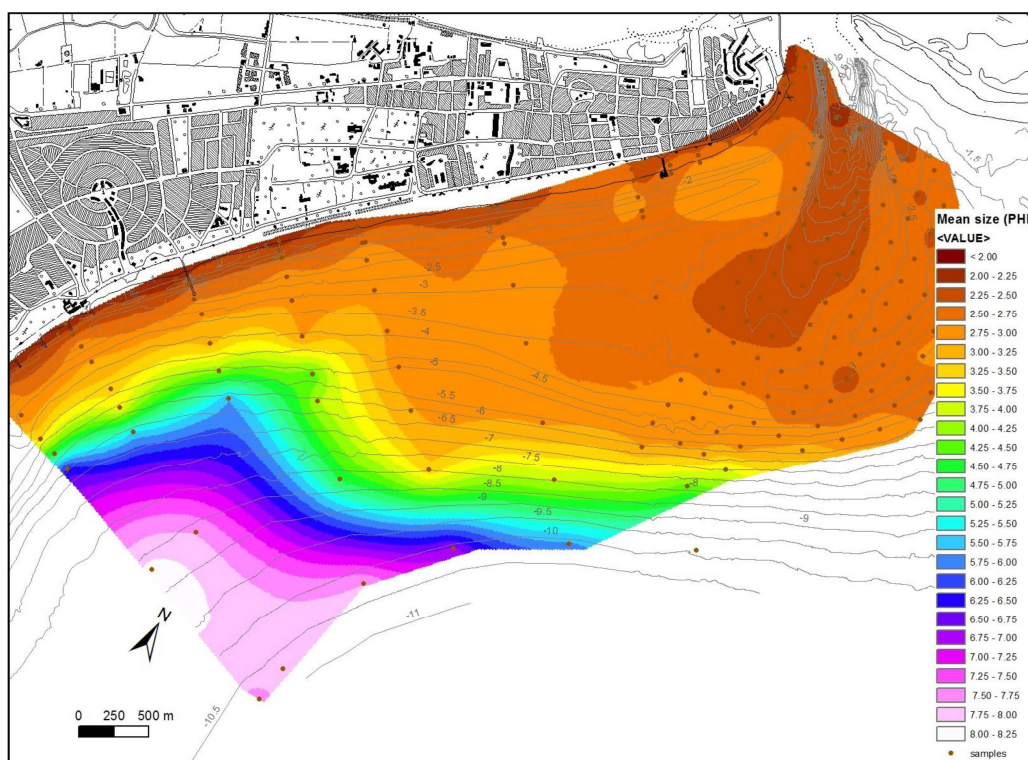


Figura 2.7: Distribuzione granulometrica nell'area costiera tra la bocca di Lignano (ad Est) e la foce del Tagliamento (ad Ovest) (Fontolan et al., 2012).

Si può vedere che la sabbia più grossolana si trova lungo la costa e all'interno del canale principale di riflusso, fino alla parte interna del lobo terminale del delta di riflusso. Sul limite occidentale si ha l'influenza del delta del Tagliamento, con un brusco passaggio a materiale di diametro maggiore ad una profondità di circa -4 m.

La laguna di Marano e Grado viene convenzionalmente divisa in sei sottobacini, che rappresentano la zone che maggiormente afferiscono a ciascuna delle sei bocche, di cui si riporta una delle possibili suddivisioni (Figura 2.8).

Tale suddivisione è stata proposta da Dorigo (1965) e in seguito confermata anche da Brambati (1996).

I bacini sono idealmente separati tra loro da un "partiacque", che rappresenta la linea di separazione tra l'acqua entrante da due bocche contigue. In linea di principio e in analogia con la definizione di bacino idrologico, lungo tale confine, per quanto non fisicamente delimitato come nel caso montano, il movimento trasversale dovrebbe essere teoricamente nullo, tranne nel caso di particolari situazioni meteorologiche (Dorigo, 1965). Questo tuttavia non è sempre confermato e dipende fortemente dalle condizioni in laguna; infatti sussiste un continuo scambio di acqua tra i sottobacini, dovuto ad esempio alla presenza di correnti generate in laguna dal vento o dai gradienti di livello, tali per cui il sistema risulta quindi essere sempre interconnesso. La suddivisione proposta non può pertanto essere considerata una ripartizione netta, come invece risulta possibile fare in ambito fluviale, dove i bacini idrografici sono determinati

in maniera univoca. Questo perché in ambiente lagunare non sono presenti degli elementi che costituiscono una suddivisione fisica tra sottobacini.



Figura 2.8: Suddivisione della Laguna di Marano e Grado nei suoi sei sottobacini, ognuno afferente all'omonima bocca.

Sulla base di campagne di misura effettuate nel 1950-1960 si è visto che, durante un ciclo completo di marea, le bocche scambiavano con il mare poco meno di 110 milioni di m^3 di volume di acqua, di cui circa 40 milioni di m^3 transitavano attraverso la bocca di Lignano (che mantiene tutt'oggi un valore di prisma più elevato tra le sei). Per le restanti bocche, invece, i volumi erano di 20 milioni di m^3 per Grado, circa 27 milioni di m^3 per Porto Buso, circa 7 milioni di m^3 per Primero, circa 1.5 milioni di m^3 per Morgo e circa 10 milioni di m^3 per S. Andrea (Dorigo, 1965).

La valutazione del prisma di marea risulta tuttavia una questione molto delicata e che può dar luogo a incertezze sensibili, in quanto esso può dipendere da molti fattori sia geometrici che idrodinamici, che non sempre risultano così evidenti nell'utilizzo delle formule semiempiriche proposte nel corso degli anni. In più, la Laguna di Marano e Grado costituisce un sistema a più bocche, e questo rende la stima del prisma afferente a ciascuna di esse ancora più complesso, data la forte interconnessione del sistema. Nel Capitolo 4 verrà fatto un approfondimento dedicato al prisma e alle relazioni generalmente impiegate in ambito pratico per la sua determinazione.

Le misure del 2006, inoltre, hanno rivelato una diminuzione del contributo di acqua dolce correlabile alla riduzione dei livelli delle falde freatiche sulla bassa pianura friulana, e ciò potrebbe tradursi, nel lungo periodo, in un aumento della salinità delle acque lagunari, con potenziali conseguenze indesiderate sulla fauna e sulla flora (Ret, 2006).

Recentemente il gruppo di ricerca del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Trieste ha effettuato degli studi sulle barene della Laguna di Marano e Grado (Fontolan et al., 2012; Covelli et al., 2012; Bezzi, 2013; Bezzi et al., 2015). I risultati ottenuti dall'analisi hanno permesso di computare la superficie delle barene e stimare le variazioni nei periodi 1954-1990 e 1990-2009, per capire il trend generale di evoluzione.

I dati più recenti riportano la presenza di circa 760 ha di barene sull'intera Laguna, suddivisi tra diverse tipologie: barene di margine lagunare ed endolagunare; di margine di canale; di retrobarriera; in bacini perilagunari di recente formazione; isolate (Figura 2.9 e Figura 2.10).

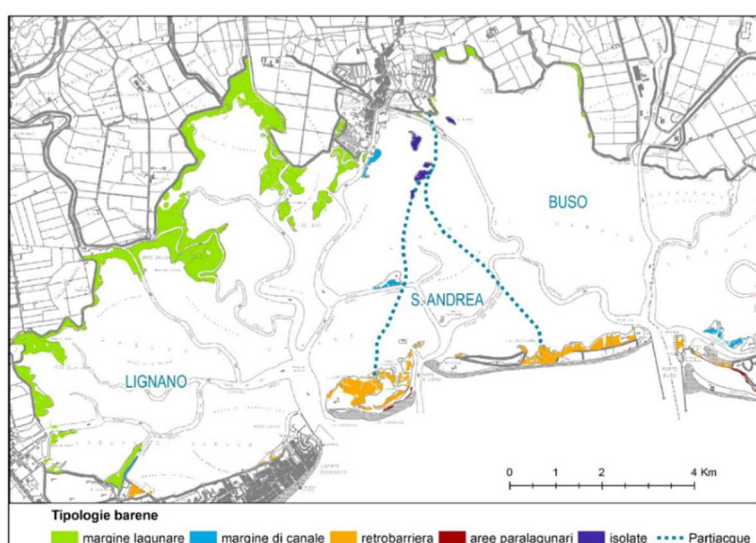


Figura 2.9: Distribuzione delle diverse tipologie di barene per i sottobacini di Lignano, S. Andrea e Buso (Fontolan et al., 2012).

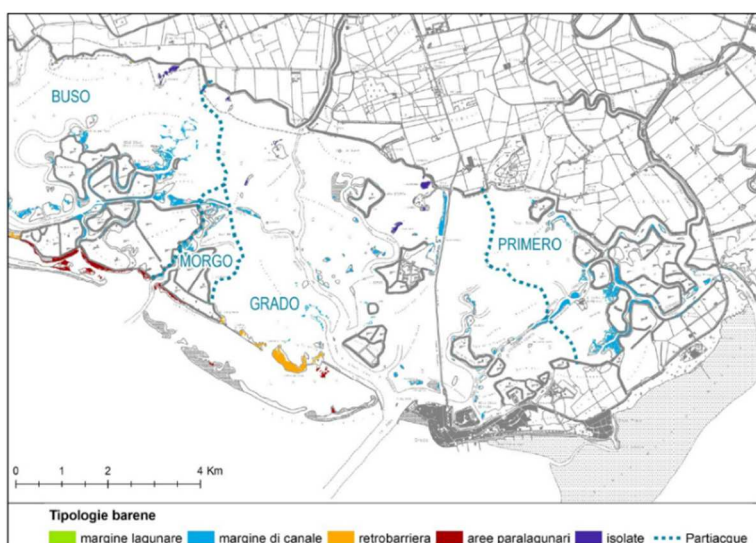


Figura 2.10: Distribuzione delle diverse tipologie di barene per i sottobacini di Morgo, Grado e Primero (Fontolan et al., 2012).

I risultati hanno permesso di verificare, per l'intera laguna, una perdita di superficie a barene pari a 144 ha, corrispondente al 16% delle barene presenti nel 1954, risultante tuttavia dalla sommatoria di variazioni di segno opposto. Le perdite di superficie a barena più rilevanti si sono avute a seguito di interventi antropici diretti (bonifiche, escavo di canali, modifiche e ampliamenti delle valli da pesca). Tra i fenomeni "naturali" di perdita, invece, il più rilevante risulta essere l'annegamento. Una volta eliminate le perdite dovute ad interventi antropici diretti ed effettuate le compensazioni tra le aree guadagnate e quelle perse, l'evoluzione delle barene ha mostrato un bilancio positivo per il periodo 1954-1990, ed uno negativo per il periodo 1990-2009. In particolare, per i bacini di Lignano e Buso si è verificato un iniziale trend accrescitivo, seguito da una successiva inversione di tendenza. Nello specifico, il bacino di Lignano sembra aver esaurito, almeno in parte, la sua tendenza alla costruzione di nuove barene, probabilmente per diretta conseguenza dei riadattamenti della laguna ai grandi interventi di bonifica effettuati negli anni immediatamente precedenti al 1954. I bacini di S. Andrea e Grado hanno mantenuto una tendenza erosiva. Primo, invece, è passato da una tendenza erosiva ad una accrescitiva. In ultimo, Morgo conferma per entrambi i periodi una tendenza all'aumento delle superfici barenicole.

2.2. Cenni storici sull'evoluzione urbanistica di Lignano

La penisola di Lignano, sulla quale oggi sorge l'abitato del comune di Lignano Sabbiadoro, è stata sostanzialmente priva di abitazioni fino al XIX secolo quando risultava ricoperta da una folta pineta. L'unico modo per arrivare a Lignano era via mare, attraccando in prossimità del faro, in quanto una palude, denominata Valle de' Pantani, separava la penisola dalla terraferma (Figura 2.11).

Gli unici insediamenti presenti sul lato interno, prospiciente la Laguna di Marano e Grado, erano usati stagionalmente a scopi venatori, mentre sulla punta si trovavano il faro e una caserma di finanzieri. Il turismo a Lignano cominciò quando la ferrovia raggiunse la località di San Giorgio di Nogaro e da lì, per mezzo di carrozze, i turisti venivano trasportati fino a Marano Lagunare e poi, mediante battelli, fino alle spiagge di Lignano (Cargnel e Matteusich, 2001).

La penisola però continuava ad essere isolata, senza che lo sviluppo decollasse, a causa delle infestazioni di malaria nelle zone paludose fra Lignano e la terraferma. Solo con le bonifiche degli anni '20 il territorio è stato reso salubre, e ciò ha consentito la costruzione di una strada di collegamento fra Lignano e Latisana.

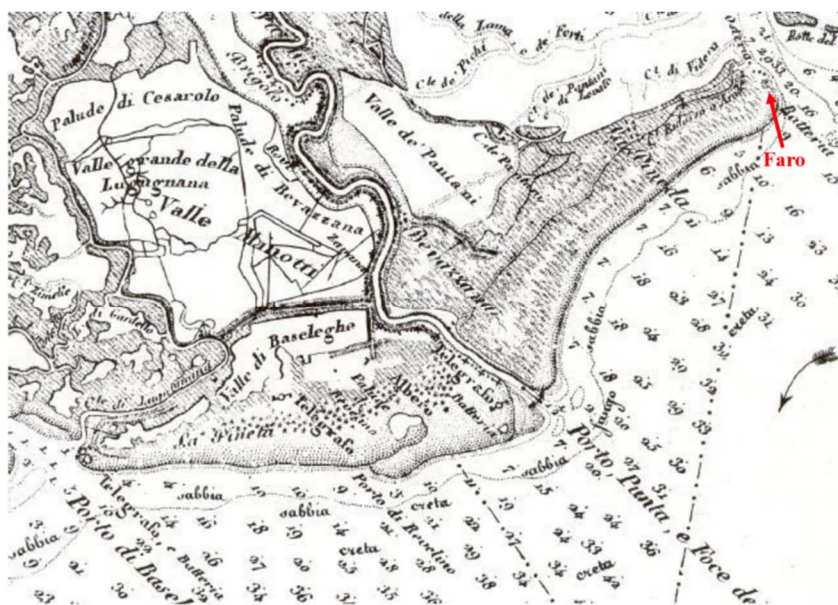


Figura 2.11: Stralcio della Carta di cabotaggio del Mare Adriatico (1822-1824) (Ricci, 1985).

Questo nuovo collegamento ha facilitato il progressivo aumento del turismo, portando in breve alla nascita di un nucleo di residenti stanziali. Con la creazione della servitù militare, inoltre, venne incentivata la costruzione di una viabilità interna e di impianti, come la darsena, che consentirono un ulteriore aumento dell'afflusso di visitatori verso la località balneare. Dopo il boom economico a seguito della Seconda Guerra Mondiale, per sopperire alle richieste di alloggi, sorse nel 1953 anche l'abitato di Lignano Pineta, la cui pianificazione fu opera dell'architetto Marcello D'Olivo. L'ulteriore incremento di villeggianti portò infine alla fondazione, dal 1965, di Lignano Riviera, attorno ai centri termali lignanesi (Cargnel e Matteusich, 2001) (Figura 2.12).

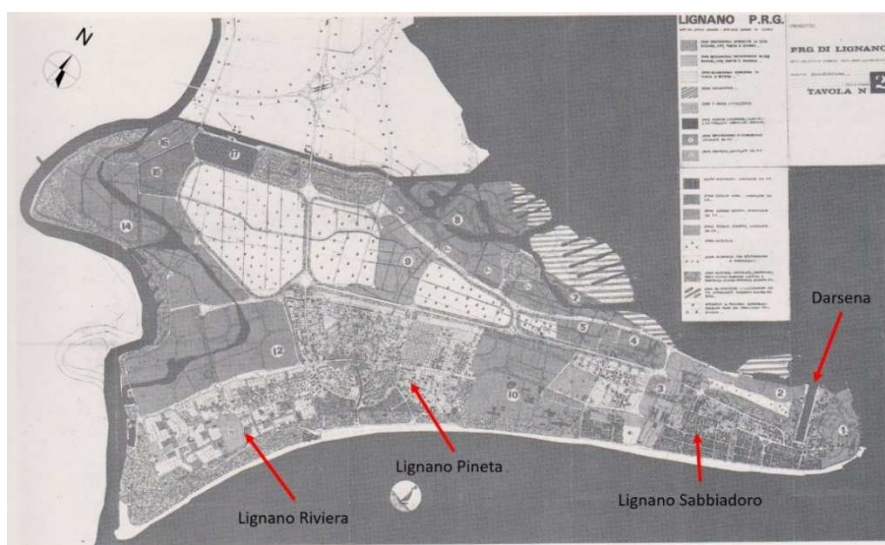


Figura 2.12: Piano Regolatore Generale di Lignano di Zannier e Di Sopra (1969).

2.3. La bocca di Lignano

La bocca di Lignano è la più occidentale delle sei bocche che collegano la Laguna di Marano e Grado al mare aperto, e separa la penisola di Lignano dall'Isola Marinetta (Figura 2.13).



Figura 2.13: Bocca di Lignano.

In passato la configurazione della bocca era molto diversa da quella odierna, come dimostrano le immagini storiche a disposizione (Figura 2.14, Figura 2.15, Figura 2.16, Figura 2.17 e Figura 2.18).



Figura 2.14: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1891 (Ricci, 1985)

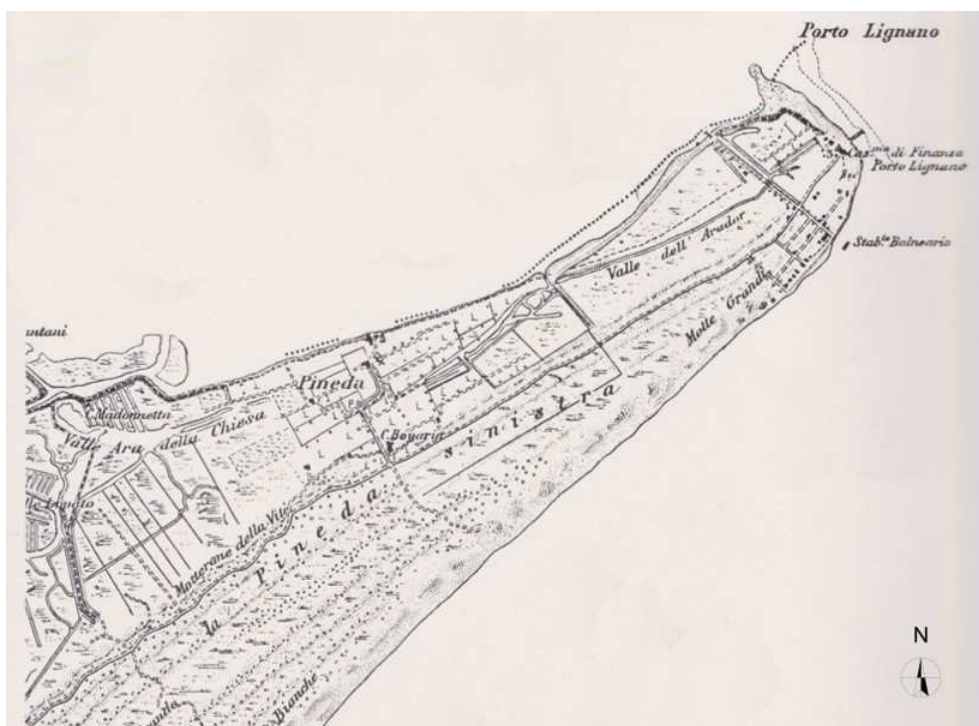


Figura 2.15: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1917 (Ricci, 1985).



Figura 2.16: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1938 (Ricci, 1985).

2. Inquadramento territoriale: la Laguna di Marano e Grado e la bocca di Lignano

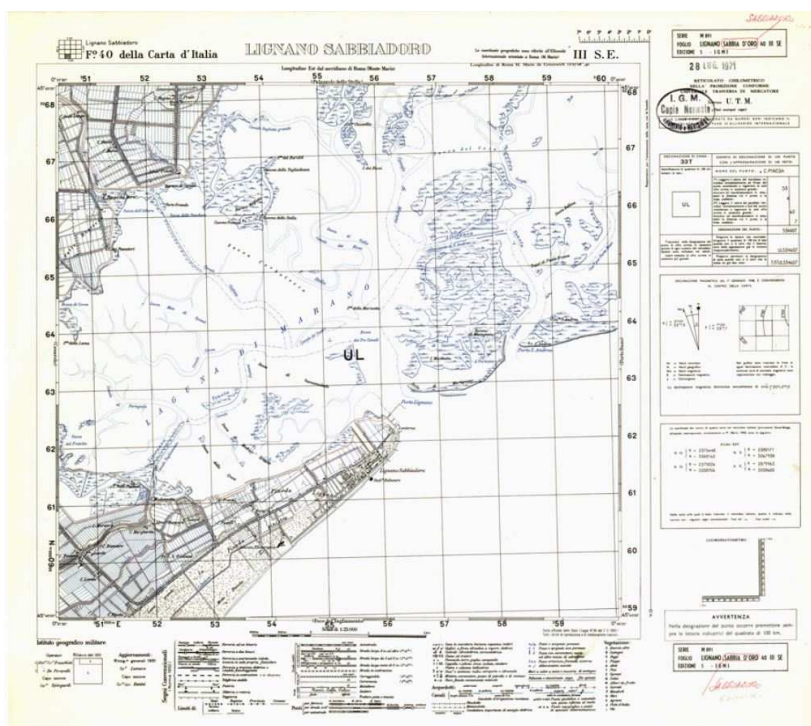


Figura 2.17: Carta topografica in scala 1:25000 realizzata dall'I.G.M. nel 1951 (<http://www.igmi.org/>).



Figura 2.18: Immagine aerofotogrammetrica di Lignano, 1969 (<http://www.igmi.org/>).

Dall'immagine relativa al 1891 (Figura 2.14) si vede la costruzione di un pennello in prossimità del faro, e dal 1917 si vede la formazione di una piccola lingua di sabbia a tergo di esso (Figura 2.15). Questa lingua tende progressivamente ad assottigliarsi, come si osserva nell'immagine relativa al 1938 (Figura 2.16), nella quale si nota in aggiunta la costruzione di una serie di ulteriori pennelli, realizzati probabilmente con lo scopo di favorire un accumulo di materiale sabbioso sull'estremità della penisola di Lignano Sabbiadoro. Sempre dall'immagine del 1938 (Figura 2.16) si vede poi la presenza della darsena, realizzata nel 1935, e la progressiva urbanizzazione della penisola.

2.3.1. Il restringimento della bocca di Lignano

Nel 1976 viene affidato alla Conti Associati S.r.l. l'incarico per la progettazione della darsena del Porto di Marina Punta Faro, i cui lavori verranno ultimati nel 1991. A ridosso del molo a protezione della darsena, negli anni successivi, si sono depositate grandi quantità di materiale sabbioso, che hanno provocato un progressivo restringimento della sezione trasversale della bocca ed un approfondimento del canale di accesso in laguna sul lato opposto.

In assenza del molo la larghezza della bocca risultava originariamente pari a circa 660 m; la costruzione della darsena, all'inizio degli anni '80, ha determinato una prima riduzione ad un valore di 500 m. Con la successiva formazione e crescita del deposito sabbioso, infine, si ha avuto un ulteriore restringimento, fino ad un valore di circa 300 m (Figura 2.19 e Figura 2.20).



Figura 2.19: Dettaglio della bocca di Lignano, con evidenziati il deposito e le larghezze della bocca negli anni 1969, 1988 e 2019.

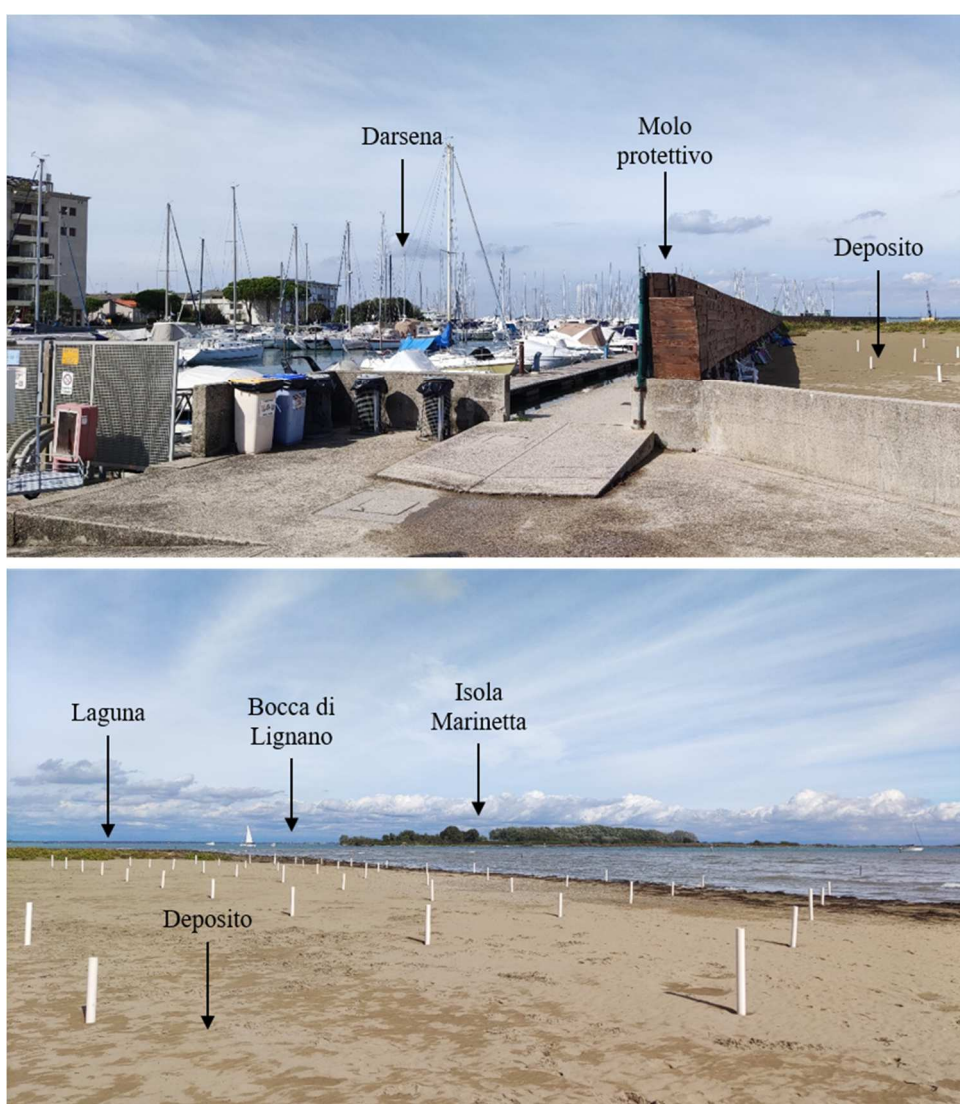


Figura 2.20: Foto in alto: vista della darsena e del molo protettivo, con il deposito a destra del molo. Foto in basso: vista della bocca di Lignano dal deposito (2022).

Questa forte alterazione della geometria della bocca può tradursi in modifiche nello scambio dell'acqua tra l'ambiente lagunare e il mare aperto, nonché causare interferenze alla navigazione di imbarcazioni sia turistiche che commerciali, dirette verso i porti interni, o in ingresso alla darsena di Marina Punta Faro. Il fenomeno di formazione e le modalità di crescita del deposito sabbioso sono ben visibili dal confronto di una serie di immagini satellitari (Figura 2.21 e Figura 2.22), ottenute tramite il sito del portale cartografico nazionale del Ministero dell'Ambiente e Google Earth.

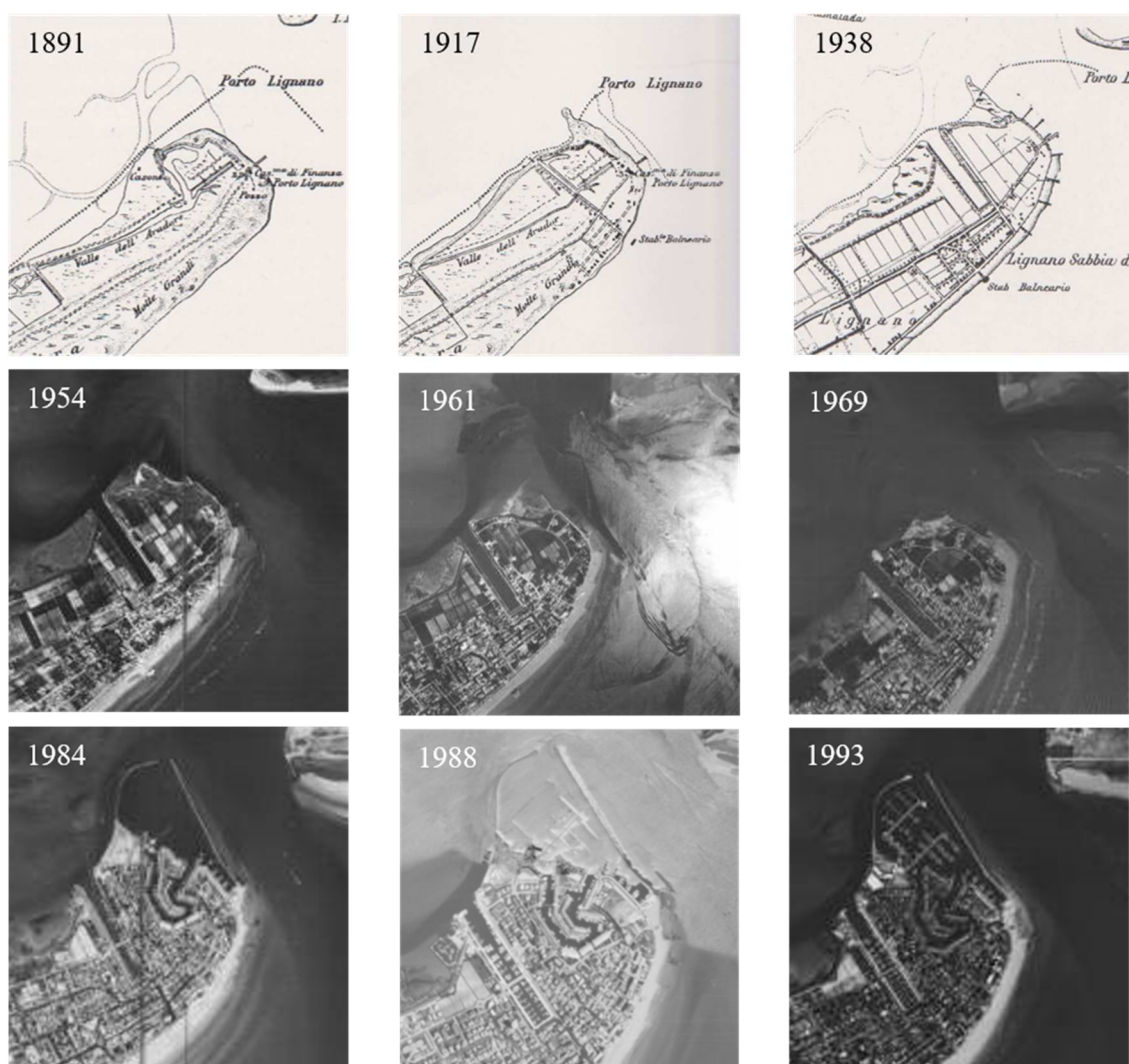


Figura 2.21: Variazione del deposito sabbioso a ridosso della Darsena di Marina Punta Faro tra il 1891 e il 1993 (<http://www.pcn.minambiente.it/viewer/> e <https://earth.google.com/>).

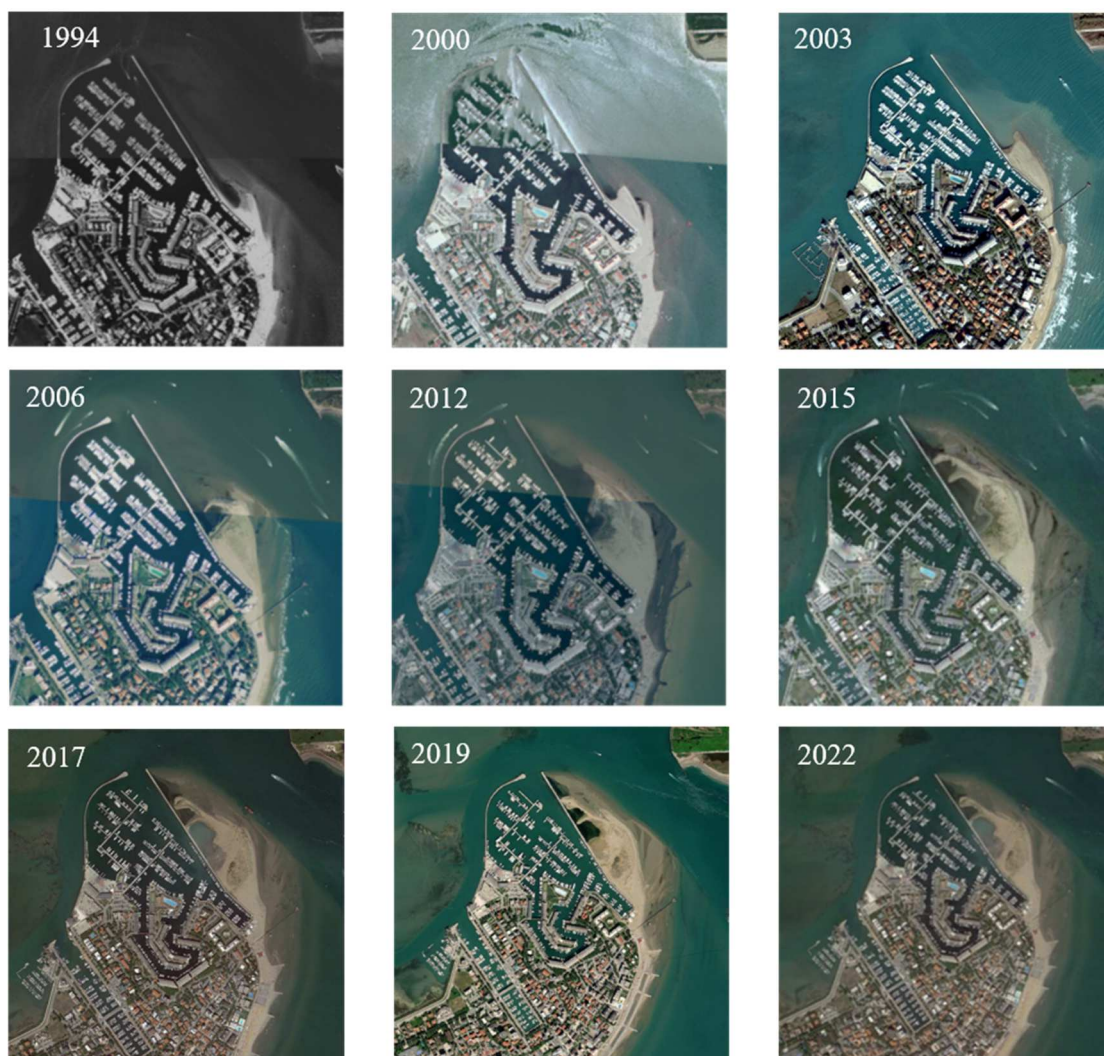


Figura 2.22: Variazione del deposito sabbioso a ridosso della Darsena di Marina Punta Faro tra il 1994 e il 2022 (<http://www.pcn.minambiente.it/viewer/> e <https://earth.google.com/>).

Confrontando le immagini su due archi temporali di pari durata, corrispondente a 31 anni (Figura 2.23), si osserva che tra il 1938 e il 1969 il profilo della linea di costa è rimasto pressoché lo stesso, mantenendo l'originale assetto in assenza di darsena; diversamente accade invece durante il secondo intervallo compreso tra il 1988 e il 2019, in cui il profilo subisce notevoli variazioni successivamente alla costruzione della darsena, in particolare a ridosso del molo lungo il quale si è formato il deposito.

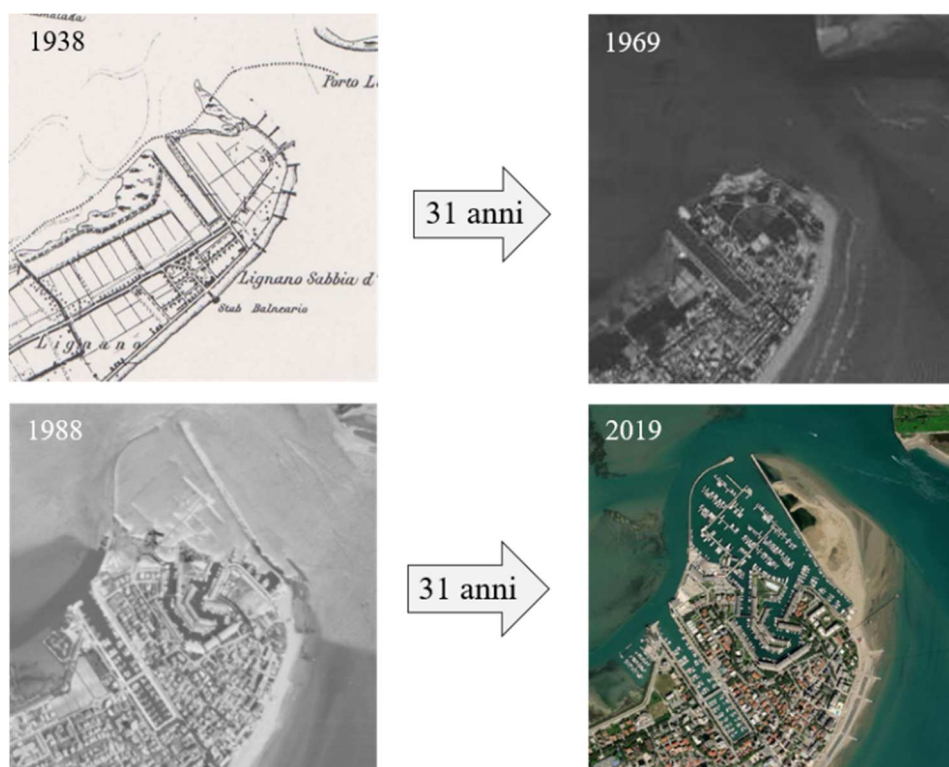


Figura 2.23: Confronto fra le immagini nei due archi temporali di 31 anni, tra il 1938 e 1969 e tra il 1988 e il 2019.

Nello specifico, si vede come tale deposito sia evoluto dall'esterno verso l'interno della Laguna, incrementando man mano l'area occupata (Figura 2.24).

Mediamente, si può stimare l'avanzamento della linea di costa in corrispondenza al deposito di circa 6-7 metri all'anno.

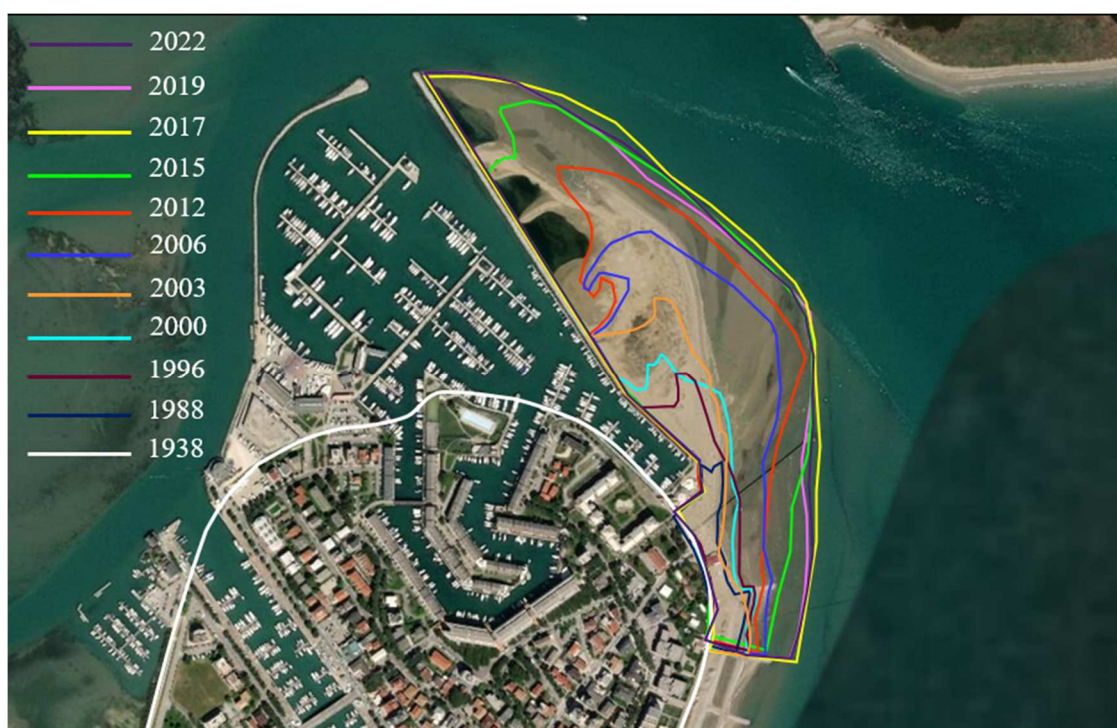


Figura 2.24: Variazione del deposito a ridosso del molo dal 1938 al 2022, da confronto di immagini satellitari (Petti et al., 2020).

Alla luce delle osservazioni fatte sul deposito, si è voluta ulteriormente approfondire la sua evoluzione morfologica, interrogandosi naturalmente sulle possibili conseguenze nel medio-lungo termine sulla bocca stessa e sull'ambiente lagunare. È indubbio che la costruzione della darsena e del molo a protezione della stessa possa aver quanto meno accelerato se non addirittura innescato l'accumulo del materiale sabbioso, perturbando l'originario profilo naturale e arrotondato della bocca. Per prima cosa ci si è domandati se e come tale restringimento della sezione del canale abbia in qualche modo influito sul prisma di marea relativo alla bocca di Lignano, alterando i volumi scambiati durante le fasi di flusso e riflusso, con conseguenti ripercussioni sullo scambio idrico tra laguna e mare aperto.

Successivamente, ci si è anche interrogati in merito alla possibile evoluzione delle morfologie limitrofe alla bocca lagunare, come il litorale adiacente o i delta di marea, strettamente connessi alla bocca stessa.

Infine si è cercato di capire quali possibili scenari potrebbero prospettarsi in merito alla futura evoluzione del deposito, e se l'attuale condizione possa rappresentare effettivamente un equilibrio morfologico stabile o meno.

3. Richiami di teoria e modellazione numerica

Come sottolineato nei capitoli introduttivi, le lagune costiere sono ambienti di transizione, in cui maree e moto ondoso interagiscono in maniera non lineare tra di loro, con modifiche dei rispettivi campi di moto. Per comprendere al meglio i fenomeni che hanno luogo in tali ambienti e poterli successivamente riprodurre in maniera corretta e realistica mediante modellazione numerica, risulta necessaria la comprensione dei principali fenomeni in gioco relativi all'idraulica marittima, nonché l'approfondimento e la comprensione delle equazioni che vengono utilizzate per interpretarli. Le forzanti in gioco rendono necessario l'utilizzo di un modello per la generazione e propagazione del moto ondoso sotto costa e un modello morfodinamico per le correnti ed il trasporto solido.

Negli ultimi decenni si è visto un sempre più diffuso utilizzo di modelli spettrali e idrodinamici dialoganti tra loro, data la necessità di studiare e riprodurre la dinamica dell'interazione tra moto ondoso e correnti e seguire l'evoluzione dei fenomeni attraverso il mutuo scambio degli effetti.

Il modello utilizzato in questa tesi per la generazione e la propagazione del moto ondoso sotto costa è un modello di tipo spettrale. Vengono pertanto richiamati alcuni aspetti teorici in merito alla rappresentazione del moto ondoso reale mediante approccio spettrale, entrando nel merito dei meccanismi di generazione del moto ondoso al largo e di propagazione dello stesso sotto costa.

Per la parte morfodinamica, successivamente, vengono riportate le *shallow water equations* 2DH e alcuni richiami teorici sul trasporto solido, per tenere conto delle variazioni del fondo dovute all'azione di moto ondoso e correnti.

Nell'ultima parte del capitolo viene riportata una trattazione sui modelli numerici utilizzati nel presente lavoro, in particolare il modello spettrale SWAN per la generazione del moto ondoso e il modello morfodinamico "*in house*", nonché la descrizione del modello disaccoppiato per l'interazione dei due moduli.

3.1. Moto ondoso reale: rappresentazione mediante metodo spettrale

L'analisi spettrale è un approccio matematico che permette di interpretare le irregolarità e la casualità del moto ondoso reale attraverso l'analisi del segnale nel dominio delle frequenze, secondo quanto suggerito da Barber e Ursell (1948) e successivamente Pierson (1952). A partire dagli anni '70, l'applicazione dell'approccio spettrale nell'idraulica marittima ha trovato grande diffusione. Un contributo fondamentale è stato dato dalla definizione di spettri parametrici monodimensionali (Neumann, 1952; Bretschneider, 1959; Pierson e Moskowitz, 1964; Hasselmann et al., 1973), sempre più vicini al fenomeno fisico reale vista la crescente disponibilità di osservazioni sperimentali; in parallelo poi, l'introduzione nel 1965 dell'algoritmo FFT

(*Fast Fourier Transform*), ottimizzato per il calcolo della trasformata discreta di Fourier, ha reso possibile l'elaborazione dei segnali con basso costo computazionale.

Un moto ondoso reale può essere interpretato come la somma di onde sinusoidali, tra loro indipendenti. Considerando una generica registrazione della superficie libera $\eta(t)$, la stessa può essere vista come una serie di Fourier, ovvero come la somma di infinite componenti sinusoidali di ampiezza A_n , fase φ_n e frequenza $f_n \triangleq \frac{n}{T}$. Questo consente di scrivere il segnale (registrazione) come:

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos(2\pi f_n t - \varphi_n) \quad (3.1)$$

dove:

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad (3.2)$$

$$a_n = \frac{2}{T_r} \int_0^{T_r} \eta(t) \cos\left(\frac{2\pi}{T_r} n t\right) dt \quad \text{per } n = 0, 1, 2, \dots \quad (3.3)$$

$$b_n = \frac{2}{T_r} \int_0^{T_r} \eta(t) \sin\left(\frac{2\pi}{T_r} n t\right) dt \quad \text{per } n = 0, 1, 2, \dots \quad (3.4)$$

$$\varphi_n = \tan^{-1}\left(\frac{a_n}{b_n}\right) \quad (3.5)$$

Ognuna delle componenti della sommatoria (3.1), se il segnale $\eta(t)$ è lineare, rappresenta un'onda progressiva che si propaga indipendentemente dalle altre, mantenendo inalterata la forma, e vincolata solamente al rispetto della relazione di dispersione. Data una qualsiasi registrazione in mare è possibile dunque calcolare le singole componenti e viceversa. Se il segnale $\eta(t)$ è lineare esiste quindi una relazione biunivoca tra il dominio del tempo e quello delle frequenze.

La linearità è una condizione fondante dell'approccio spettrale in campo marittimo, diffusamente impiegato per la ricostruzione del moto ondoso reale. In contesti di forte non linearità la serie di Fourier (3.1) fornisce ancora una soluzione ma si perde la biunivocità tra dominio del tempo e delle frequenze, e di conseguenza vengono meno tutti i risultati classici trovati nell'idraulica marittima.

La rappresentazione delle ampiezze con le rispettive frequenze prende il nome di spettro di ampiezza (Figura 3.1), che riporta in ascissa le frequenze f delle componenti, e in ordinata le relative ampiezze $A(f)$.

Una rappresentazione più completa del segnale è fornita dallo spettro di energia che rappresenta, a meno del peso specifico ρg , il contributo di ciascuna armonica all'energia totale (Figura 3.2). In ascissa sono riportate sempre le componenti di frequenza f_n , mentre in ordinata l'energia della relativa armonica $A_n^2/2$.

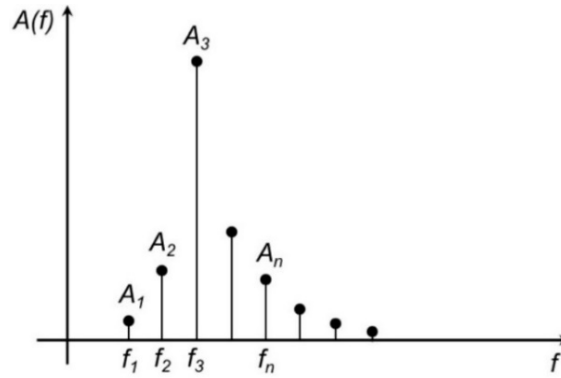


Figura 3.1: Spettro di ampiezza (Petti, 2021).

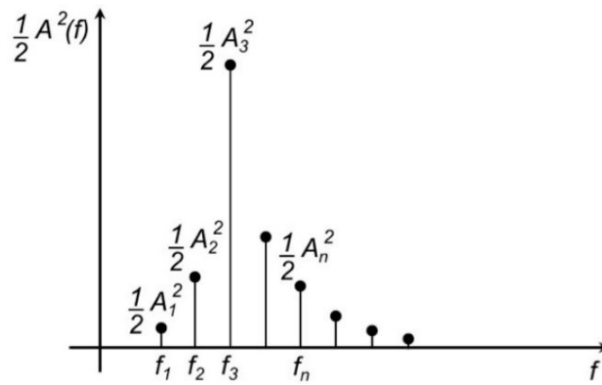


Figura 3.2: Spettro di energia (Petti, 2021).

L'energia totale associata ad un treno d'onde irregolare, nel caso lineare, si esprime come:

$$E_t = \rho g \sum_{n=1}^{\infty} \frac{A_n^2}{2} = \rho g \sum_{n=1}^{\infty} \frac{H_n^2}{8} = \sum_{n=1}^{\infty} E_n \quad (3.6)$$

Con riferimento alla Figura 3.2, l'intervallo fra due frequenze consecutive Δf è costante. Se ad ogni componente energetica si sostituisce la relativa densità spettrale

$$S(f_n) \triangleq \frac{1}{2} \frac{A_n^2}{\Delta f} \quad (3.7)$$

l'equazione (3.6) diventa:

$$E_t = \rho g \sum_{n=1}^{\infty} S(f_n) \Delta f \quad (3.8)$$

Per $T \rightarrow \infty$, l'intervallo $\Delta f \rightarrow 0$ e quindi l'energia totale si può esprimere come:

$$E_t = \rho g \int_0^{\infty} S(f) df \quad (3.9)$$

in cui $S(f)$ è la densità spettrale di energia, espressa in m^2s . Essa è una funzione continua nel dominio delle frequenze e, generalmente, ha un comportamento unimodale. La procedura descritta rappresenta una descrizione ingegneristica della densità spettrale di energia, concetto chiave nell'analisi spettrale del moto ondoso, in grado di caratterizzare completamente dal punto di vista fisico l'intero contenuto armonico delle onde irregolari, pur nelle limitazioni di un modello stazionario e gaussiano, in cui le componenti soddisfano i presupposti della teoria lineare. Si fa osservare che in questo contesto la gaussianità è un sinonimo di linearità.

In Figura 3.3 è riportato un esempio di distribuzione unimodale di densità spettrale di energia tipica del Mar Mediterraneo.

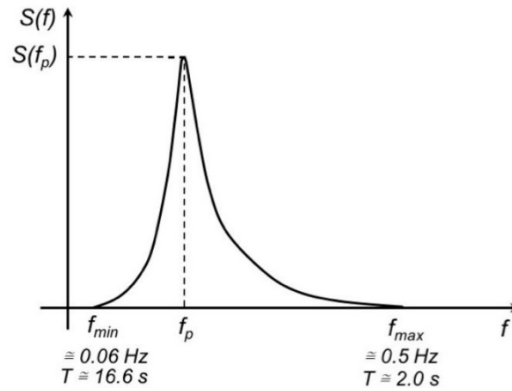


Figura 3.3: Tipica distribuzione della densità spettrale di energia del Mar Mediterraneo (Petti, 2021).

La valutazione dell'ampiezza spettrale consente di fare, in prima approssimazione, alcune considerazioni sullo stato del mare: più lo spettro è stretto, più il segnale si presenta come la modulazione di un'onda avente un unico periodo (Figura 3.4).

In particolare se lo spettro è stretto, unitamente alle ipotesi di linearità (gaussianità) e stazionarietà del segnale, vale la distribuzione rayleighiana di probabilità delle altezze d'onda:

$$p(H) = \frac{H}{4m_0} \exp\left[-\frac{H^2}{8m_0}\right] \quad (3.10)$$

dove m_0 è la varianza:

$$m_0 = \frac{1}{T} \int_0^T \eta^2(t) dt = \frac{E_t}{\rho g} \quad (3.11)$$

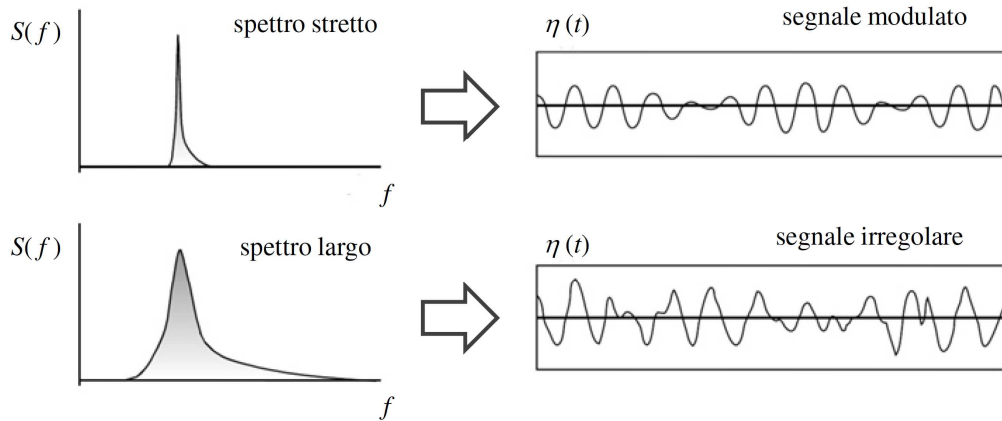


Figura 3.4: Corrispondenza tra spettro e segnale (Holthuijsen, 2007).

Confrontando la (3.9) e la (3.11) si ha:

$$m_0 = \int_0^{\infty} S(f) df \quad (3.12)$$

ovvero nota l'area sottesa dalla curva in Figura 3.5, è possibile determinare alcuni parametri tra cui l'altezza d'onda media \bar{H} , l'altezza d'onda significativa H_s e $H_{1/10}$:

$$\bar{H} = 2.507\sqrt{m_0} \quad (3.13)$$

$$H_s = 4.004\sqrt{m_0} \quad (3.14)$$

$$H_{1/10} = 5.09\sqrt{m_0} \quad (3.15)$$

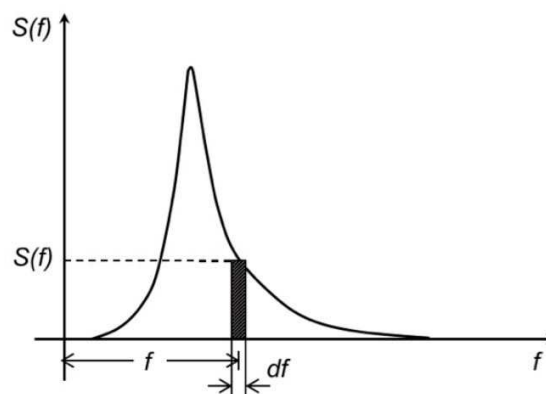


Figura 3.5: Schema di riferimento per la definizione dei momenti spettrali (Petti, 2021).

Per quanto riguarda i periodi, invece, occorre fare riferimento anche ad altri momenti spettrali. In particolare, si definisce momento spettrale di ordine n la quantità:

$$m_n \triangleq \int_0^{\infty} S(f) f^n df \quad (3.16)$$

Utilizzando i momenti del primo e secondo ordine è possibile definire i seguenti periodi medi spettrali:

$$\begin{cases} T_{0,1} \triangleq \frac{m_0}{m_1} \\ T_{0,2} \triangleq \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \end{cases} \quad (3.17)$$

dove m_1 e m_2 , nella geometria delle masse, corrispondono anche al momento statico e al momento d'inerzia dello spettro rispetto all'asse delle ordinate.

Infine si può definire un parametro di ampiezza spettrale (ε) come:

$$\varepsilon \triangleq \sqrt{\frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1} \quad (3.18)$$

utile per la caratterizzazione dello spettro. Il parametro di ampiezza spettrale può essere definito anche in altri modi.

Dalle precedenti considerazioni si comprende come la densità spettrale di energia, o genericamente spettro di energia, sia uno strumento completo e potente per la rappresentazione del moto ondoso irregolare generato da vento, purché siano rispettate le ipotesi fondamentali di linearità, stazionarietà e spettro stretto. Il tipo di linearità a cui ci riferiamo qui è quello di una sostanziale simmetria rispetto all'asse dei tempi, o dello spazio, della modulazione delle creste e dei cavi di $\eta(t)$. In tal senso, forse, sarebbe meglio chiamarla gaussianità. Infatti le non linearità che riguardano gli scambi energetici durante le fasi di generazione e crescita del moto ondoso non inficiano la gaussianità perché si tratta sempre di scambi tra componenti armoniche, che quindi rispettano la simmetria rispetto all'asse dei tempi o dello spazio.

Conoscere lo spettro significa in generale conoscere almeno n-componenti di $S(f_n)$, perciò il problema presenta n-gradì di libertà ed è di difficile e onerosa determinazione. Per ridurre i gradì di libertà si ricorre solitamente a delle forme parametriche, che sono delle funzioni spettrali che dipendono da pochi parametri aleatori, individuati generalmente attraverso campagne sperimentali. Gli spettri parametrici più utilizzati sono lo spettro JONSWAP (acronimo di “*Joint North Sea Wave Project*”), solitamente utilizzato per bacini chiusi, quindi per *fetch* di estensione limitata, e lo spettro Pierson-Moskowitz, tipico degli oceani. Allo stato attuale delle conoscenze lo spettro JONSWAP è quello più utilizzato per l'interpretazione degli stati di mare, anche perché può rappresentare pure lo spettro Pierson-Moskowitz.

Sul piano orizzontale il moto ondoso reale può essere ancora visto come la sovrapposizione di treni d'onda irregolari che si propagano in tutte le direzioni, ciascuno col proprio spettro unidimensionale di energia. Tali spettri possono essere opportunamente combinati in modo da ottenere lo spettro direzionale $S(f, \theta)$ in funzione della frequenza f e della direzione θ (Figura 3.6).

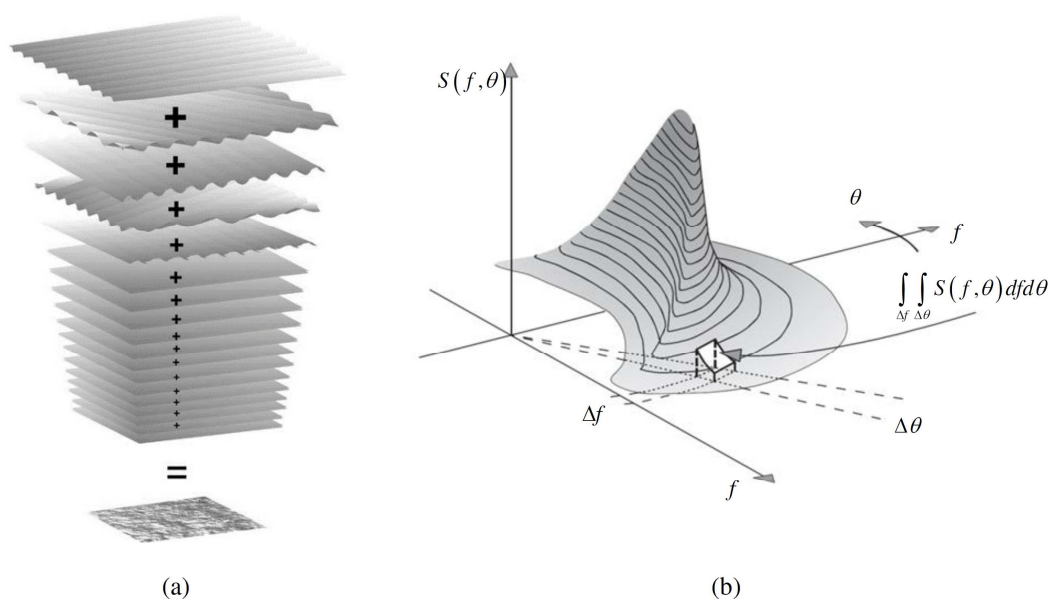


Figura 3.6: Moto ondoso irregolare come somma di armoniche diversamente orientate (a), ed esempio di spettro bidimensionale (b) (Holthuijsen, 2007).

L'approccio mediante gli spettri parametrici indubbiamente fornisce una descrizione completa del moto ondoso reale, sintetizzandone non solo le caratteristiche significative ma l'intero contenuto armonico. Tuttavia, tale approccio presenta i limiti legati alle condizioni di applicabilità degli stessi, che vengono ricavati attraverso delle osservazioni sperimentali di mare completamente sviluppato su una profondità infinita.

Non vi è quindi la possibilità di seguire l'evoluzione temporale e spaziale dello spettro sia all'interno dell'area di generazione sia, in particolare, al di fuori di essa. Dato il carattere dispersivo del mare, non si può ritenere che lo spettro rappresentativo del moto ondoso sviluppatosi nell'area di generazione mantenga inalterata la sua forma, né dal punto di vista temporale né spaziale, nonostante sia ancora valida l'assunzione di profondità infinita. Aggiungendo poi l'ulteriore progressiva riduzione della profondità del fondale, non si può trascurare l'effetto di interazione col fondo e l'innescarsi di importanti fenomeni fisici che alterano il contenuto energetico complessivo del moto ondoso e la sua ripartizione nelle diverse componenti.

Con il progressivo affermarsi della modellazione numerica idraulica e l'attenzione crescente della comunità scientifica a interpretare in forma analitica-spetttrale i fenomeni fisici che hanno luogo nei processi di generazione e di propagazione del moto ondoso, ha visto una sempre maggior diffusione la modellazione spettrale, che traduce in forma

analitica l'equazione di bilancio energetico scritto in funzione della densità spettrale di energia.

3.2. Ricostruzione del moto ondoso

Per ottenere l'equazione di bilancio di energia, si consideri una superficie di sistema A_{st} nel piano dello "still water level" (SWL), come riportato in Figura 3.7.

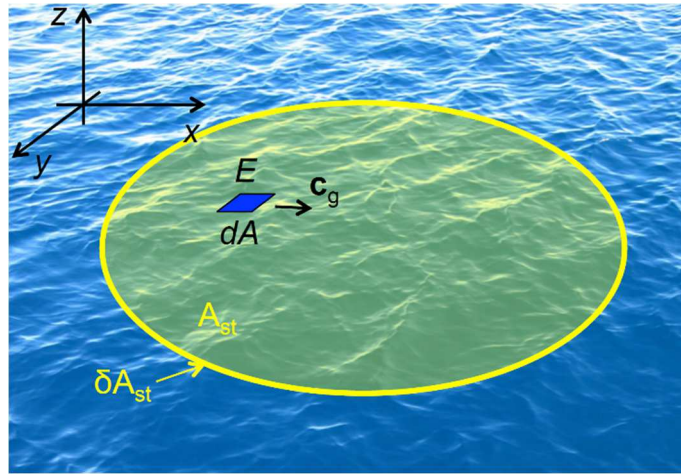


Figura 3.7: Superficie di sistema e relativo contorno (Petti, 2021).

Siano inoltre δA_{st} il contorno della superficie, c_g la celerità di gruppo nella direzione di propagazione dell'onda ed E l'energia specifica relativa ad un'area infinitesima dA . L'energia totale E_t in tale volume di sistema è pari a:

$$E_t = \int_{A_{st}} E dA \quad (3.19)$$

Integrando l'energia meccanica E sulla verticale e mediando sul periodo, nell'ambito della teoria lineare si ottiene:

$$E = E_p + E_c = \overline{\int_0^\eta \rho g z dz} + \overline{\int_{-h}^\eta \frac{1}{2} \rho (u^2 + w^2) dz} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (3.20)$$

dove E_p ed E_c sono rispettivamente l'energia potenziale e cinetica. Supponiamo che, all'interno della superficie di sistema, il vento trasmetta alla superficie infinitesima dA una componente di energia per unità di superficie per unità di tempo S_v ; allo stesso tempo supponiamo che si abbia una dissipazione S_d , sempre per unità di superficie per unità di tempo, dovuta in generale al frangimento e all'attrito al fondo. La variazione

temporale dell'energia totale del moto ondoso associata alla superficie A_{st} è determinata dalla totalità dei contributi energetici positivi e negativi che intervengono sulla stessa:

$$\frac{DE_t}{Dt} = \widehat{S}_t \quad (3.21)$$

in cui:

$$\widehat{S}_t = \int_{A_{st}} S_v dA + \int_{A_{st}} S_d dA = S_V + S_D \quad (3.22)$$

Considerando la superficie di controllo A_c (Figura 3.8), e passando ad un sistema euleriano, si può ottenere l'equazione di bilancio dell'energia in forma differenziale:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot (E \mathbf{c}_g) = S_V + S_D \quad (3.23)$$

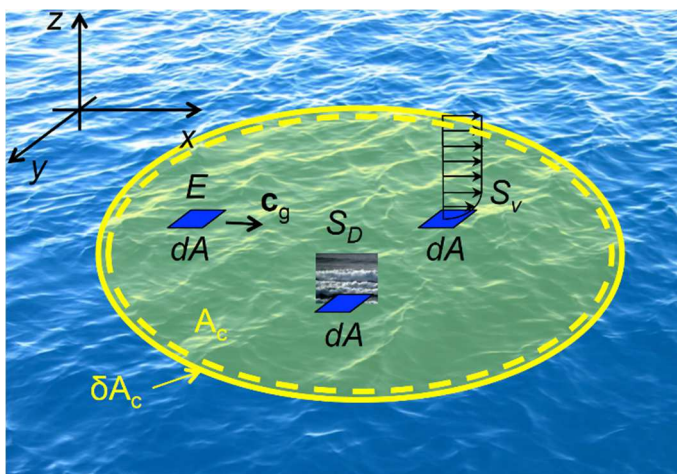


Figura 3.8: Superficie di controllo, apporti di energia e dissipazioni (Petti, 2021).

Assumendo che il moto ondoso sia rappresentabile come una somma di sinusoidi lineari e indipendenti fra loro, ognuna col proprio contenuto armonico, l'energia meccanica complessiva è data, a sua volta, dalla somma dei singoli contributi.

La (3.23) è applicabile solo nel caso di spettri monodimensionali. Quando si ha a che fare con spettri bidirezionali, bisogna tenere conto anche dei passaggi di energia tra una direzione spettrale e l'altra. In questi termini, all'equazione (3.23) bisogna aggiungere quest'ultimo termine, ovvero:

$$\frac{\partial S(f, \theta, x, y, t)}{\partial t} + \frac{\partial c_{gx} S(f, \theta, x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial c_{gy} S(f, \theta, x, y, t)}{\partial y} + \frac{\partial c_{\theta} S(f, \theta, x, y, t)}{\partial \theta} = S_t(f, \theta, x, y, t) \quad (3.24)$$

dove i primi tre termini coincidono con i termini di sinistra delle (3.23), il quarto tiene conto del passaggio di energia tra una direzione e l'altra (Booij et al., 1999; Hasselmann et al., 1973; Whitham, 1974; Mei, 2003; Holthuijsen, 2007).

In base al meccanismo che si intende studiare è necessario identificare in maniera opportuna il termine sorgente $S_t(f, \theta, x, y, t)$ da cui dipende il bilancio energetico, che tiene conto di tutti i meccanismi che comportano una variazione o un trasferimento di energia, in particolare: l'*input* da vento; le interazioni non lineari nello spettro in acque profonde e basse; le perdite per frangimento in acque profonde (*white capping*); le perdite per frangimento sotto costa; la dissipazione per attrito al fondo.

Verranno nel seguito brevemente richiamati e descritti i diversi termini.

3.2.1. Meccanismo di generazione da vento in acque profonde

Lo sviluppo dei modelli spettrali deve la sua nascita al contributo dato da Phillips (1957) e Miles (1957), che per primi hanno trattato dal punto di vista analitico un meccanismo di generazione del moto ondoso traducendo l'energia che viene trasferita dal vento al mare in funzione della densità spettrale di energia. Nei successivi anni sono stati molteplici gli sforzi in campo scientifico allo scopo di definire e specificare in maniera adeguata il termine sorgente, in modo tale da renderlo il più possibile vicino al fenomeno fisico e conducendo allo sviluppo di numerosi modelli.

Phillips descrive lo sviluppo iniziale del moto ondoso a partire dal vento che agisce sulla superficie indisturbata del mare. Per la condizione di aderenza si genera uno strato limite legato al gradiente della velocità del vento a ridosso della superficie libera. All'interno di tale strato si sviluppano delle fluttuazioni di pressione che si propagano poi nella direzione del vento, perturbando la superficie e innescando delle piccole oscillazioni (Figura 3.9).

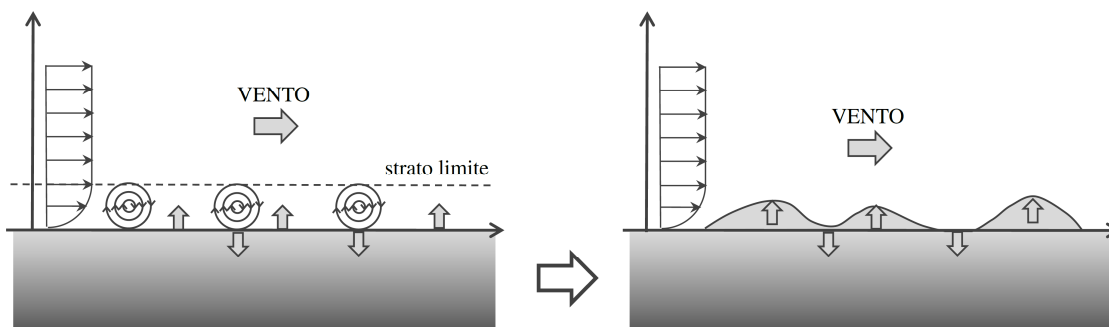


Figura 3.9: Schema di generazione di Phillips (1957) (Petti, 2021).

In questa fase iniziale di generazione l'apporto di energia non dipende dalla preesistenza di un campo di onde e si mantiene costante per una certa velocità del vento U , frequenza f e direzione θ . In termini analitici si può scrivere:

$$S_{in,1}^{(Phillips)} = \alpha(f, \theta, U) \quad (3.25)$$

dove $\alpha(f, \theta, U)$ rappresenta l'apporto di energia suggerita da Phillips.

La teoria proposta da Phillips, che risulta utile per la descrizione del processo con cui si innesca la generazione del moto ondoso, presenta però un limite: tale espressione non comporta modifiche sulla distribuzione di velocità, e quindi sul modo in cui il campo di pressioni generate dalla turbolenza risenta di uno stato di mare che differisce da quello iniziale imperturbato.

Miles (1957), nel suo modello teorico, prevede che il trasferimento di energia dal vento alla superficie già perturbata del mare attraverso il meccanismo di Phillips e il conseguente sviluppo delle oscillazioni, siano proporzionali alla densità spettrale di energia del moto ondoso. Ciò significa che le componenti più alte, a cui compete maggiore energia meccanica, sono anche quelle che crescono in maniera più rapida. Il processo di generazione proposto da Miles parte dal presupposto che esista già un campo di onde. Secondo l'autore, l'increspatura delle onde (Figura 3.10), che si configura come un'accresciuta asperità al contorno per il flusso del vento, interagisce con il profilo verticale delle velocità del vento e genera un campo di pressione che accentua la crescita delle onde. Più le onde sono alte e più crescono per effetto della spinta del vento.

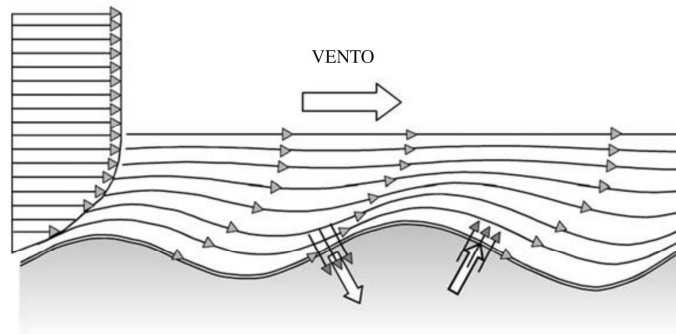


Figura 3.10: Gradienti di pressione del vento indotti dalle oscillazioni (Holthuijsen, 2007).

Il meccanismo di generazione di Miles si può sintetizzare con l'espressione:

$$S_{in,2}^{(Miles)} = \beta(f, \theta, U)S \quad (3.26)$$

Combinando i due meccanismi di generazione in un unico termine, si arriva alla relazione generale che permette di esprimere lo sviluppo dello spettro per effetto dell'azione del vento:

$$S_{in} = S_{in,1}^{(Phillips)} + S_{in,2}^{(Miles)} = \alpha(f, \theta, U) + \beta(f, \theta, U)S \quad (3.27)$$

3.2.2. Interazioni non lineari nello spettro in acque profonde

Il ruolo importante delle interazioni non lineari tra le componenti d'onda dello spettro, soprattutto in fase di sviluppo del moto ondoso, è stato intuito da Phillips (1960) e, solo qualche anno dopo, ha trovato le prime conferme sperimentali da parte di Longuet-Higgins e Smith (1966) e McGoldrick et al. (1966).

Tali interazioni nascono per effetto delle non linearità e quindi non sono visibili con la teoria di Stokes al primo ordine, che descrive oscillazioni d'onda con ampiezza infinitesima; agli ordini superiori, rappresentando il treno d'onde irregolare in serie di Fourier compaiono dei termini di interazione il cui effetto è quello di dar luogo a meccanismi di risonanza, in maniera molto simile ad un oscillatore armonico sottoposto ad una forzante esterna con più periodi.

Tali meccanismi, detti interazioni onda-onda, permettono allo spettro di ricevere energia alle frequenze più basse da parte delle armoniche alle frequenze più alte. Durante la propagazione del moto ondoso sotto costa l'interazione con il fondo, e quindi il frangimento, rialimentano le componenti ad alta frequenza.

3.2.3. Perdite per frangimento in acque profonde (*white capping*)

Il frangimento in acque profonde, noto anche come *white capping*, è il meccanismo dissipativo dominante in un campo di moto ondoso generato da vento, sia esso contenuto o forte. Il frangimento, in generale, si ha per rottura del percorso orbitale dell'onda a seguito del raggiungimento di situazioni instabili, e si può innescare attraverso due modalità: la prima in seguito al distacco delle particelle fluide in cresta a seguito delle accelerazioni verticali che si generano per la curvatura accentuata della superficie libera e contrarie alla gravità (criterio di Laitone); la seconda per avanzamento della cresta d'onda, che si muove localmente con una velocità maggiore rispetto alla celerità di propagazione dell'oscillazione (criterio di Stokes).

Applicando il criterio di Stokes, è stato dimostrato che il parametro fisico che condiziona il frangimento, in acque profonde e di transizione, è la ripidità d'onda H/L , e si ha frangimento quando:

$$\frac{H}{L} = \frac{1}{7} \tanh(kh). \quad (3.28)$$

In acque profonde, e quindi per $kh \rightarrow \infty$, il limite (3.28) diviene:

$$\frac{H}{L} = \frac{1}{7} \cong 0.142 \quad (3.29)$$

In acque basse, ovvero per valori di $kh \rightarrow 0$, la (3.28) porta a risultati non coerenti con la realtà, per questo motivo viene applicato il criterio di Laitone che, tramite la teoria d'onda solitaria, lega il frangimento al rapporto tra l'altezza d'onda e la profondità d'acqua H/h , come spiegato meglio in seguito.

Il frangimento in acque profonde, a causa della miscela di aria e acqua che si forma, si manifesta fisicamente come una schiuma bianca sulla cresta delle oscillazioni e si traduce comunque in una dissipazione di energia.

In riferimento agli spettri parametrici, il limite individuato da Phillips (1958), basato sostanzialmente sulla (3.29), diviene il limite massimo fisicamente possibile per l'evoluzione dello spettro (spettro di saturazione).

I modelli cosiddetti di prima e seconda generazione fissano la forma dello spettro. I modelli di terza generazione, invece, consentono di arrivare ad una forma di equilibrio dello spettro senza fissarne a priori una forma, considerando tutti i termini sorgenti presenti nell'equazione di bilancio, di cui le dissipazioni per frangimento in acque profonde e di transizione (spesso chiamate genericamente dissipazioni per *white capping*) rappresentano una singola componente, accanto al contributo fondamentale delle interazioni non lineari.

Hasselmann (1974) interpreta le *white caps* come un campo di pressioni casuali agenti sulle oscillazioni della superficie del mare, in maniera speculare rispetto alle componenti indotte dall'azione del vento, come viene suggerito da Miles (1957). Se queste ultime tendono ad amplificare le oscillazioni, le prime hanno l'effetto contrario, come schematizzato in Figura 3.11.

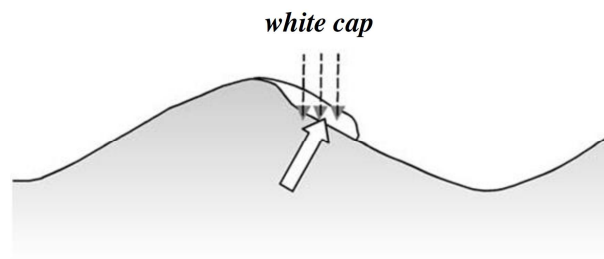


Figura 3.11: Schematizzazione dell'effetto delle *white caps* (Holthuijsen, 2007).

La struttura del termine sorgente relativo al *white capping* è ricavata ammettendo il fenomeno di tipo localizzato e fortemente non lineare, ma assumibile come mediamente quasi-lineare rispetto alla densità spettrale di energia:

$$\tilde{S}_{wc}(\omega, \theta) = -\mu k S(\omega, \theta) \quad (3.30)$$

dove k è il numero d'onda associato alla componente di pulsazione ω , e μ è un operatore funzionale dell'intero spettro d'onda.

Tenendo conto della teoria di Janssen (1989) per descrivere il termine sorgente legato al vento, l'operatore μ è stato opportunamente interpretato in modo da tenere conto di un adeguato bilancio tra l'input del vento e la dissipazione alle alte frequenze. μ viene espresso in funzione della ripidità complessiva dello spettro generico $S(\omega, \theta)$ e dello spettro di Pierson-Moscowitz, e dipende inoltre da due coefficienti: uno di essi scaleggia la funzione dissipante, l'altro può incrementare maggiormente il peso del termine dissipativo sulle frequenze minori o maggiori.

3.2.4. Perdite per frangimento sotto costa

Tale termine, come anche quello relativo alla dissipazione per attrito al fondo che verrà trattato successivamente, caratterizzano l'evoluzione dello spettro limitatamente alle aree costiere, intervenendo su fondali a profondità finita.

Nel caso di un'onda monocromatica, il frangimento dovuto al fondo (*surf breaking*) ha inizio nel momento in cui l'altezza raggiunge sotto costa il valore limite massimo consentito dalla data profondità, cioè quando:

$$\frac{H_b}{h_b} = \gamma \quad (3.31)$$

McCowan, applicando il criterio di Laitone su un'onda solitaria su fondo orizzontale, ha trovato $\gamma = 0.78$.

Con riferimento ad un'onda regolare, la fascia costiera dove la profondità risulta inferiore a quella di frangimento h_b viene definita *surf zone*: all'interno di tale area hanno luogo tutti i principali fenomeni idrodinamici responsabili della configurazione e dell'equilibrio di un litorale.

Nella realtà, data l'irregolarità del moto ondoso e la sua composizione armonica, la profondità di frangimento non è definibile con un unico valore, che risulta differente per ciascuna componente in base all'ampiezza e alla frequenza: il frangimento, quindi, si verifica con continuità all'interno di una fascia, chiamata ancora *surf zone*, il cui limite esterno è dato dalla linea dei frangenti più lontana.

Il modello spettrale classico, largamente impiegato per descrivere il frangimento dovuto al fondo, è quello sviluppato da Battjes e Janssen (1978). Gli autori si ispirano ad un risalto mobile, per tradurre la perdita di energia relativamente alla singola componente armonica e successivamente all'intero spettro. Per calcolare la perdita di energia sull'intero spettro, si considera una probabilità di frangimento, ossia si stima la quota parte di componenti dello spettro che raggiungono la condizione di frangimento. In particolare si utilizza una distribuzione in cui l'altezza d'onda di tutte le componenti frangenti è pari ad una corrispondente altezza d'onda massima H_{max} , che la vede proporzionale alla profondità.

3.2.5. Dissipazione per attrito al fondo

Nel momento in cui le onde entrano nella zona di transizione, il moto ondoso risente della presenza del fondo, e quindi è naturale attendersi che una quota parte della sua energia meccanica venga dissipata per attrito, contributo negativo che andrà pertanto ad aggiungersi ai termini sorgenti.

Con il termine attrito al fondo si rappresentano sinteticamente dei meccanismi abbastanza complessi che hanno luogo all'interno dello strato limite, relativamente sottile, che si genera al fondo come turbolenza di parete, per la presenza del fondo stesso. Lo spessore dello strato limite rimane limitato al fondo, a differenza di ciò che accade in una corrente a superficie libera, perché il carattere oscillante delle velocità orbitali non ne permette lo sviluppo verticale. Tuttavia, anche se la velocità risulta mediamente nulla sul periodo, la dipendenza quadratica dell'attrito dalla velocità non annulla gli effetti della resistenza al fondo.

Questi meccanismi generano dissipazione di energia associata al moto ondoso, ed essa dipenderà sia dalle caratteristiche del fondo che dalla tipologia di oscillazioni.

In generale, data la velocità u_{bot} al fondo e lo stress tangenziale che si genera all'interno dello strato limite τ_{bot} , l'energia persa per unità di superficie orizzontale e mediata sul periodo si esprime come:

$$\overline{D}_{bf} = -\overline{\tau_{bot}u_{bot}} \quad (3.32)$$

La velocità al fondo si ottiene facilmente ammettendo, seppure in maniera approssimata, valida la teoria lineare ed applicandola alle singole componenti dello spettro. Non risulta così semplice e immediato, invece, ottenere una stima ragionevole dello stress tangenziale. In generale si può formulare una legge del tipo:

$$\tau_{bot} = \rho C_{bf} u_{bot}^2 \quad (3.33)$$

dove C_{bf} è un coefficiente di *drag*.

In questo modo, la (3.32) può essere riscritta come:

$$\overline{D}_{bf} = -\overline{\rho C_{bf} u_{bot}^2 u_{bot}} \quad (3.34)$$

Per un moto ondoso irregolare si fa riferimento alla velocità orbitale quadratica media al fondo, che è definita spettralmente come:

$$u_{rms,bot} = \left\{ \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\sigma^2}{\sinh^2(kh)} S(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.35)$$

dove σ è la pulsazione relativa, come definita alla (3.37).

In definitiva, la perdita di energia per attrito al fondo viene espressa con la seguente espressione:

$$\tilde{S}_{bf}(\sigma, \theta) = -C_{bf} \frac{\sigma^2}{\sinh^2 kh} S(\sigma, \theta) \quad (3.36)$$

Collins (1972) consiglia di esprimere il coefficiente di *drag* in funzione della velocità orbitale al fondo, assumendo $C_{bf} = C_f g u_{rms,bot}$ e $C_f = 0.015$.

Madsen et al. (1988) hanno invece ricavato una formulazione simile alla (3.36) per cui $C_{bf} = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} u_{rms,bot}$, dove C_{bf} dipende in questo caso anche da un coefficiente di attrito al fondo f_w (*friction factor*) legato all'elongazione orbitale al fondo e ad un parametro scala rappresentativo della rugosità, detto scabrezza equivalente K_N , da cui il *friction factor* dipende a sua volta.

3.3. Interazione tra moto ondoso e correnti

In presenza di un campo di velocità indotto da una corrente, il bilancio di energia deve tenere conto anche dei termini che rappresentano il trasferimento di energia tra la corrente e le onde e gli effetti prodotti sulla propagazione delle onde. Tale interazione ha un ruolo molto importante e influenza anche la dinamica del trasporto dei sedimenti.

Correnti e onde interagiscono in maniera non lineare. Longuet-Higgins e Stewart nel 1961 studiarono il caso di un'onda monocromatica sovrapposta ad una corrente che si propaga su profondità infinita con una velocità variabile, parallela o trasversale al raggio d'onda. Gli autori osservarono che se la corrente si propaga con stessa direzione e stesso verso dell'oscillazione si verifica un aumento della lunghezza d'onda; viceversa, in caso di corrente contraria, si ha un progressivo irripidimento. Studi successivi (Jonsson et al., 1970) portarono ad una distinzione tra celerità assoluta e relativa, a partire dalla definizione di pulsazione relativa σ dell'onda in un sistema solidale alla corrente:

$$\sigma = \omega - kU_c \cos \alpha_{cm} \quad (3.37)$$

dove α_{cm} è l'angolo tra la direzione della corrente e quella di propagazione del moto ondoso, k è il numero d'onda, ω la frequenza assoluta e U_c il modulo della velocità della corrente. Muovendosi in modo solidale alla corrente, un osservatore vede solo le caratteristiche relative all'oscillazione del moto ondoso, che devono rispettare la relazione di dispersione:

$$(\omega - kU_c \cos \alpha_{cm})^2 = kg \tanh(kh) \quad (3.38)$$

L'equazione (3.38) può essere risolta graficamente in un piano (σ, k) , studiando l'intersezione della retta $\sigma = \omega - kU_c \cos \alpha_{cm}$ con le curve $\sigma = \pm(kg \tanh(kh))^{\frac{1}{2}}$, come mostrato in Figura 3.12.

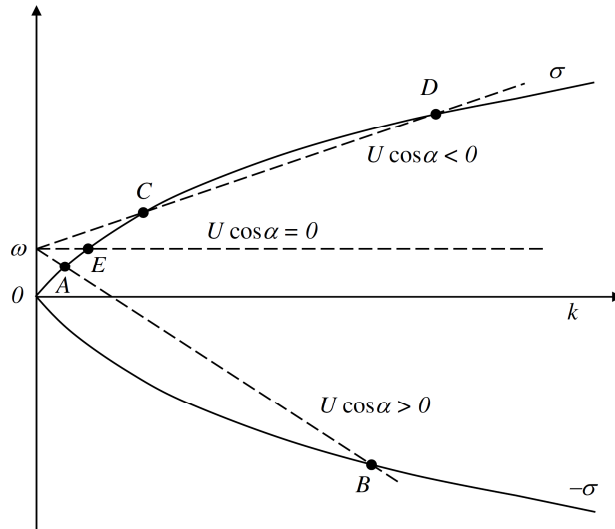


Figura 3.12: Risoluzione dell'equazione (3.38) (Mei, 2003).

Dalla Figura 3.12 si vede che se la velocità della corrente è nulla o la corrente risulta ortogonale all'oscillazione, non si ha alcun effetto sull'oscillazione stessa (punto E). Se invece la corrente presenta una componente positiva nella direzione di propagazione dell'onda ($U_c \cos \alpha_{cm} > 0$), il numero d'onda risulta essere inferiore (punto A), la lunghezza d'onda maggiore e quindi l'oscillazione si allunga; viceversa, qualora il flusso si propaghi con una componente in opposizione al moto ondoso (punto C), quest'ultimo tenderà ad accorciarsi. La modifica delle caratteristiche intrinseche dell'onda è dovuta all'effetto Doppler, che determina un cambiamento nel periodo relativo e dunque nella frequenza relativa. Se l'oscillazione si allunga ad essa compete un periodo relativo maggiore mentre, nel caso in cui l'oscillazione si accorci, il periodo diminuisce e la frequenza aumenta, con un ulteriore effetto di irripidimento dell'onda, per certi aspetti simile allo *shoaling*. I punti D e B invece sono caratterizzati da un numero d'onda molto grande, e quindi da un'oscillazione con lunghezza d'onda molto piccola, la cui energia meccanica verrebbe trascinata dalla corrente nello stesso verso (punto D) o verso opposto (punto B) alla sua stessa propagazione. In ultimo, quando la velocità della corrente supera la celerità di gruppo del moto ondoso, la propagazione di quest'ultimo viene impedita; a livello grafico, tale condizione si evidenzia quando la pendenza della retta $\sigma = \omega - kU_c \cos \alpha_{cm}$ supera la curva $\sigma = \pm(kg \tanh(kh))^{1/2}$ e non si ha più intersezione fra le stesse e dunque una soluzione.

In presenza di una corrente l'energia delle onde non si conserva più mentre si conserva la quantità chiamata *wave action*, definita come:

$$N(\sigma, \theta) \triangleq \frac{S(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.39)$$

Impostando un bilancio di energia di tipo spettrale sulla *wave action* bisogna tenere conto di un ulteriore termine che considera i trasferimenti di energia tra una frequenza relativa e l'altra, dovuti alla presenza della corrente, ovvero:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N(\sigma, \theta, x, y, t)}{\partial t} + \frac{\partial c_{gx} N(\sigma, \theta, x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial c_{gy} N(\sigma, \theta, x, y, t)}{\partial y} \\ + \frac{\partial c_{\theta} N(\sigma, \theta, x, y, t)}{\partial \theta} + \frac{\partial c_{\sigma} N(\sigma, \theta, x, y, t)}{\partial \sigma} \\ = \frac{S(\sigma, \theta, x, y, t)}{\sigma} \end{aligned} \quad (3.40)$$

dove le componenti $c_{gx}, c_{gy}, c_{\theta}, c_{\sigma}$, dipendono dalla profondità e dalla velocità della corrente (Booij et al., 1999; Hasselmann et al., 1973; Whitham, 1974; Mei, 2003; Holthuijsen, 2007). I termini $\partial/\partial x$ e $\partial/\partial y$ rappresentano come prima il contributo dovuto allo *shoaling* e $\partial/\partial \theta$ rappresenta il contributo dovuto alla rifrazione; ad essi si aggiunge un ulteriore termine, $\partial/\partial \sigma$, che tiene conto delle modifiche nelle frequenze associate all'effetto Doppler.

I modelli spettrali più recenti integrano numericamente l'equazione (3.40) e possono essere utilizzati sia per la generazione del moto ondoso in mare aperto, che per la ricostruzione delle sue caratteristiche sotto costa e dunque per una sua descrizione completa, sia nello spazio che nel tempo.

3.4. Shallow Water Equations

Esaurita la parte relativa alla generazione del moto ondoso, in questo paragrafo si descrivono le equazioni che governano l'idrodinamica delle correnti.

Le *shallow water equations*, o equazioni alle acque basse, sono un insieme di equazioni differenziali alle derivate parziali di tipo iperbolico, utilizzate per descrivere le correnti bidimensionali. Tali equazioni si ricavano a partire dall'equazione di conservazione della massa e di bilancio della quantità di moto con riferimento al piano orizzontale 2DH e considerando velocità mediate sulla verticale. Le ipotesi alla base sono:

- densità ρ costante;
- moto assolutamente turbolento;
- pendenza θ del fondo in direzione del moto e trasversale al moto molto piccola;
- distribuzione idrostatica delle pressioni (accelerazioni verticali trascurabili).

Si consideri il volume di controllo riportato in Figura 3.13.

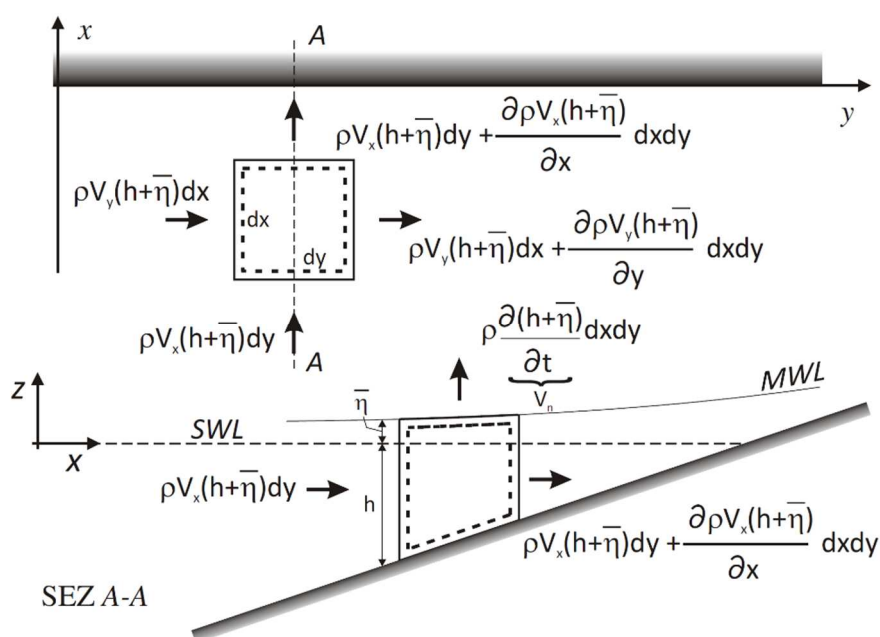


Figura 3.13: Bilancio di massa (Pascolo, 2015).

Il principio di conservazione della massa in forma integrale si traduce nell'uguaglianza fra la differenza tra i flussi di massa entrante m_e e uscente m_u con la variazione nel tempo della massa m all'interno del volume di controllo:

$$m_e - m_u = \frac{\partial m}{\partial t} \quad (3.41)$$

Definiamo le velocità della corrente mediate sulla verticale in direzione x e y come:

$$V_x(x, y, t) = \frac{1}{(h + \bar{\eta})} \int_{-h}^{\bar{\eta}} v_x(x, y, z, t) dz \quad (3.42)$$

$$V_y(x, y, t) = \frac{1}{(h + \bar{\eta})} \int_{-h}^{\bar{\eta}} v_y(x, y, z, t) dz \quad (3.43)$$

e indichiamo con $\bar{\eta}$ il livello mediato sul periodo. Con riferimento al volume di controllo (Figura 3.13), l'equazione (3.41) diventa:

$$\frac{\partial(h + \bar{\eta})}{\partial t} + \frac{\partial V_x(h + \bar{\eta})}{\partial x} + \frac{\partial V_y(h + \bar{\eta})}{\partial y} = 0 \quad (3.44)$$

Il principio della quantità di moto, sempre relativo allo stesso volume di controllo, è esprimibile invece dall'equazione vettoriale:

$$\mathbf{I} + \mathbf{M}_u - \mathbf{M}_e = \mathbf{G} + \mathbf{\Pi} \quad (3.45)$$

dove:

- I rappresenta il termine inerziale;
- M_u rappresenta il flusso di quantità di moto uscente da una generica sezione;
- M_e rappresenta il flusso di quantità di moto entrante da una generica sezione;
- G rappresenta la risultante delle forze di massa;
- Π rappresenta la risultante delle forze di superficie.

Proiettando l'equazione (3.45) in direzione x e y si ottiene il sistema:

$$\begin{cases} I_x + M_{ux} - M_{ex} = G_x + \Pi_x \\ I_y + M_{uy} - M_{ey} = G_y + \Pi_y \end{cases} \quad (3.46)$$

e con riferimento alla Figura 3.14, si ottiene:

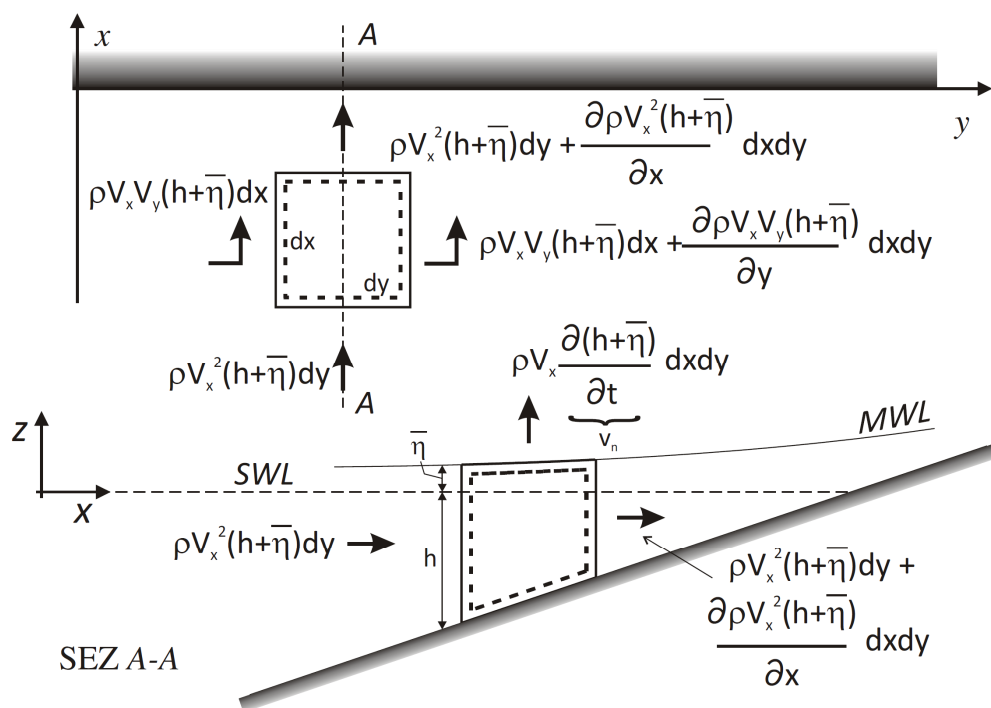
$$\begin{aligned} \rho(h + \bar{\eta}) \left(\frac{\partial V_x}{\partial t} + V_x \frac{\partial V_x}{\partial x} + V_y \frac{\partial V_x}{\partial y} \right) + (h + \bar{\eta}) \frac{\partial T_{xx}}{\partial x} + (h + \bar{\eta}) \frac{\partial T_{yx}}{\partial y} \\ = - \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} - \tau_{bx} + \tau_{wx} + \rho g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} \end{aligned} \quad (3.47)$$

$$\begin{aligned} \rho(h + \bar{\eta}) \left(\frac{\partial V_y}{\partial t} + V_y \frac{\partial V_y}{\partial y} + V_x \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) + (h + \bar{\eta}) \frac{\partial T_{xy}}{\partial x} + (h + \bar{\eta}) \frac{\partial T_{yy}}{\partial y} \\ = - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \tau_{by} + \tau_{wy} + \rho g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} \end{aligned} \quad (3.48)$$

I termini S_{ij} sono le componenti del tensore simmetrico *radiation stress* \mathbf{S} :

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{pmatrix} \quad (3.49)$$

e rappresentano l'eccesso di spinta dinamica dovuto alla presenza del moto ondoso.


 Figura 3.14: Componenti di quantità di moto in direzione x (Pascolo, 2015).

Per un'onda regolare che si propaga su fondo piano inclinato impermeabile si ha:

$$S_{xx} = E \left(\frac{c_g}{c} \cos^2 \theta + \frac{c_g}{c} - \frac{1}{2} \right) \quad (3.50)$$

$$S_{yy} = E \left(\frac{c_g}{c} \sin^2 \theta + \frac{c_g}{c} - \frac{1}{2} \right) \quad (3.51)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{E}{2} \left(\frac{c_g}{c} 2 \sin \alpha \cos \alpha \right) \quad (3.52)$$

in cui α è l'angolo di attacco del moto ondoso.

I termini T_{ij} , invece, sono le componenti del tensore delle tensioni, mediate sulla verticale, legate agli stress viscosi laminari e turbolenti che agiscono sul piano orizzontale. Infine i termini τ_{bx} e τ_{by} sono le tensioni tangenziali al fondo lungo x e y , e τ_{wx} e τ_{wy} le componenti nelle due direzioni della tensione tangenziale τ_w dovuta all'azione radente del vento che agisce sulla superficie libera (Figura 3.15).

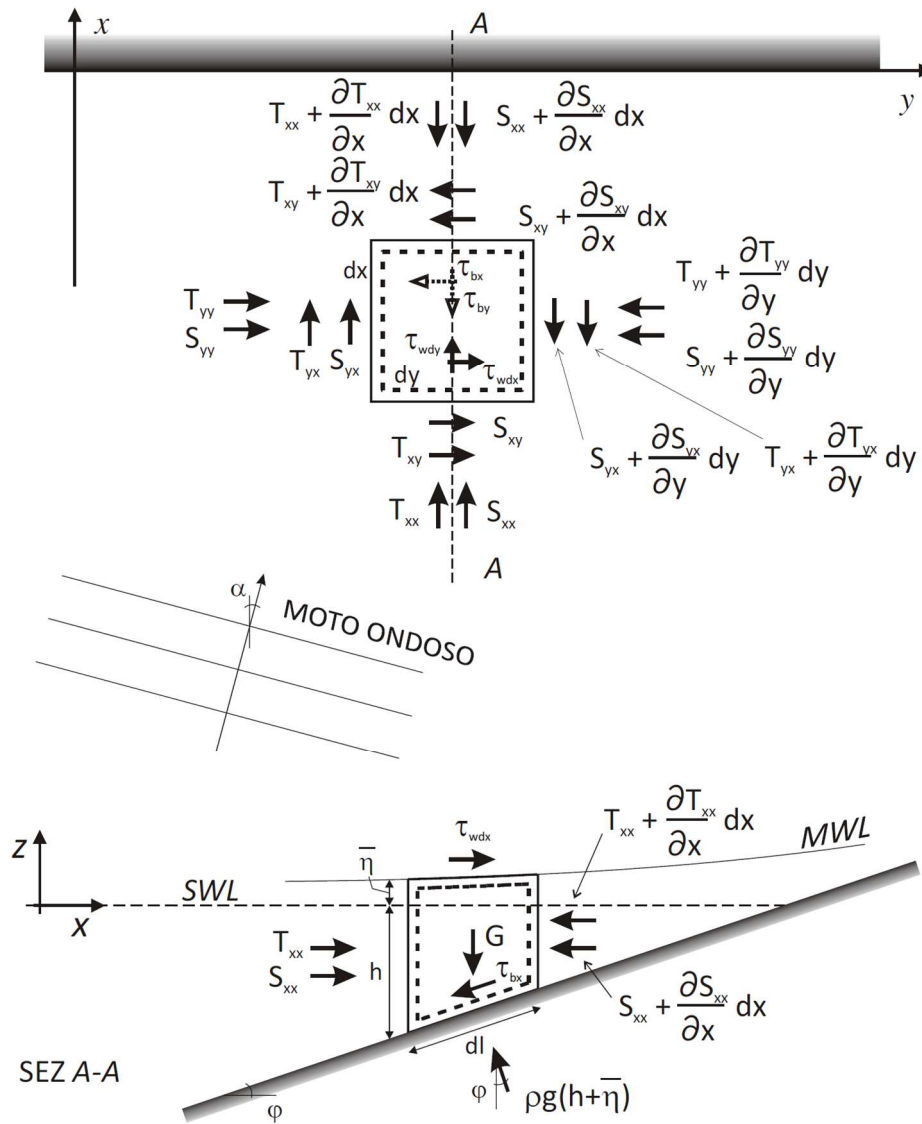


Figura 3.15: Schema delle forze di volume e di superficie che agiscono sul volume di controllo (Pascolo, 2015).

La tensione tangenziale τ_w può essere espressa come forza di trascinamento in una forma del tipo:

$$\tau_w = \rho_a C_D U_w |U_w| \quad (3.53)$$

dove ρ_a è la densità dell'aria, U_w la velocità del vento, presa generalmente ad un'altezza di 10 m sulla superficie libera, e C_D il coefficiente di *drag*. Dal punto di vista teorico C_D dipenderebbe da un numero di Reynolds costruito con la velocità del vento U_w e da una scabrezza relativa determinata dalle altezze d'onda, a livello pratico però viene assunto costante.

Le equazioni (3.44), (3.47) e (3.48) possono essere scritte in forma conservativa:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial (\mathbf{F}_c + \mathbf{F}_{lt})}{\partial x} + \frac{\partial (\mathbf{G}_c + \mathbf{G}_{lt})}{\partial y} = \mathbf{S}_{sor} \quad (3.54)$$

dove i vettori con i pedici c sono i vettori dei flussi convettivi

$$\mathbf{F}_c = \begin{bmatrix} V_x(h + \bar{\eta}) \\ V_x^2(h + \bar{\eta}) + g \frac{(h + \bar{\eta})^2}{2} \\ V_x V_y(h + \bar{\eta}) \end{bmatrix} \quad (3.55)$$

$$\mathbf{G}_c = \begin{bmatrix} V_y(h + \bar{\eta}) \\ V_x V_y(h + \bar{\eta}) \\ V_y^2(h + \bar{\eta}) + g \frac{(h + \bar{\eta})^2}{2} \end{bmatrix} \quad (3.56)$$

quelli coi pedici lt indicano i flussi che tengono conto degli stress laminari e turbolenti nel piano

$$\mathbf{F}_{lt} = \begin{bmatrix} 0 \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{xx}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{xy}}{\rho} \end{bmatrix} \quad (3.57)$$

$$\mathbf{G}_{lt} = \begin{bmatrix} 0 \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{yx}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{yy}}{\rho} \end{bmatrix} \quad (3.58)$$

\mathbf{U} è il vettore delle variabili indipendenti

$$\mathbf{U} = \begin{bmatrix} h + \bar{\eta} \\ V_x(h + \bar{\eta}) \\ V_y(h + \bar{\eta}) \end{bmatrix} \quad (3.59)$$

mentre \mathbf{S}_{sor} rappresenta il termine sorgente

$$\mathbf{S}_{sor} = \begin{bmatrix} 0 \\ g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{wx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \\ g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{wy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} \end{bmatrix} \quad (3.60)$$

Come si può osservare, le componenti del tensore di *radiation stress* compaiono all'interno del termine sorgente. Questo perché, come si dirà successivamente, verrà utilizzato un modello disaccoppiato che fornisce direttamente i valori dei gradienti di *radiation stress*. Se si utilizzasse un modello accoppiato sarebbe più corretto includere tali componenti tra i termini convettivi.

Oltre all'eccesso di spinta descritto dal tensore di *radiation stress*, l'interazione del moto ondoso con una corrente si traduce anche in una variazione delle tensioni tangenziali al fondo. Tra tutti, Soulsby et al. (1993) hanno definito un metodo speditivo e sufficientemente affidabile per il calcolo della resistenza dovuta alla combinazione corrente-moto ondoso, confrontando tra loro oltre venti teorie e modelli presenti in letteratura. Sulla base dei dati sperimentali raccolti e delle analisi effettuate, la tensione tangenziale al fondo non risulta infatti una semplice somma vettoriale del contributo della corrente e del moto ondoso e questo per la presenza dei termini di interazione non lineare. Soulsby et al. (1993) hanno trovato che la tensione complessiva si può ricondurre a due termini rappresentativi ciascuno di una componente media e una massima, quest'ultimo in virtù dell'andamento oscillante del moto ondoso. Esse si esprimono in funzione dei singoli contributi di tensione tangenziale dovuta alla corrente e al moto ondoso, rispettivamente τ_c e τ_{wave} :

$$\begin{cases} \tau_c = \rho C_d (V_x^2 + V_y^2) \\ \tau_{wave} = \frac{1}{2} \rho f_w U_{bot}^2 \end{cases} \quad (3.61)$$

dove U_{bot} è la velocità al fondo. Il coefficiente di *drag* della corrente C_d ed il *friction factor* f_w del moto ondoso, in condizioni di moto assolutamente turbolento, sono esprimibili in funzione della scabrezza al fondo K_N :

$$\begin{cases} C_d = \left[\frac{0.40}{\ln \left(\frac{h}{K_N/30} \right) - 1} \right]^2 \\ f_w = 1.39 \left(\frac{a_{1m}}{K_N/30} \right)^{-0.52} \end{cases} \quad (3.62)$$

con $a_{1m} = \frac{U_w T}{2\pi}$ la massima ampiezza orbitale al fondo.

Come detto, gli autori distinguono tra una componente media dello stress al fondo τ_m e una componente massima τ_{max} , di cui una schematizzazione è riportata in Figura 3.16.

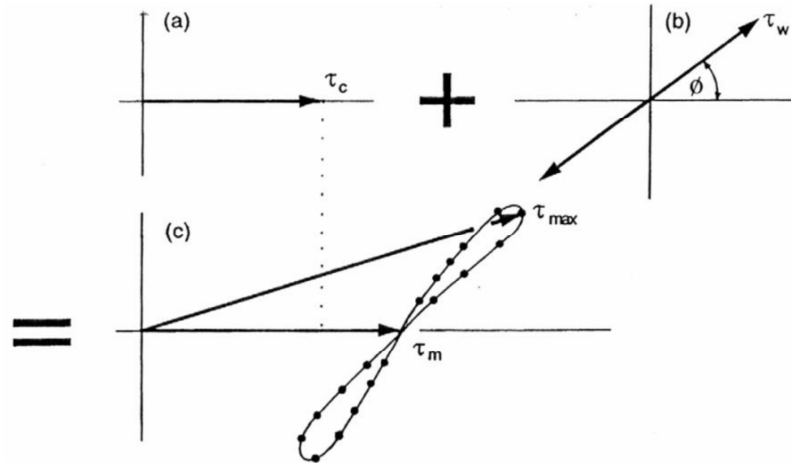


Figura 3.16: Rappresentazione schematica delle interazioni non lineari tra le tensioni al fondo associate a moto ondoso e corrente nel periodo dell'oscillazione (Soulsby et al., 1993).

Attraverso una regressione sui dati sperimentali a disposizione, Soulsby ha fornito un'espressione semplificata per il calcolo della tensione tangenziale media:

$$\tau_m = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_{wave}}{\tau_c + \tau_{wave}} \right)^{3.2} \right] \quad (3.63)$$

Tenendo conto dell'angolo di inclinazione tra corrente e moto ondoso, indicato con α_{cm} , è possibile esprimere la tensione tangenziale massima come:

$$\tau_{max} = [(\tau_m + \tau_{wave} \cos \alpha_{cm})^2 + (\tau_{wave} \sin \alpha_{cm})^2]^{1/2} \quad (3.64)$$

Le due tensioni giocano un ruolo diverso soprattutto nei meccanismi di innesco dei processi di erosione al fondo, presa in carico e successivo trasporto dei sedimenti.

La valutazione della tensione tangenziale massima τ_{max} è importante al fine del calcolo della soglia di movimentazione e quindi di prelievo e risospensione del sedimento al fondo, mentre la forzante che contribuisce al trascinarsi e alla presa in carico dello stesso da parte della corrente risulta essere la tensione media τ_m .

Il solo moto ondoso ha in genere una componente al fondo più rilevante rispetto alla corrente, e contribuisce maggiormente nella determinazione di τ_{max} ; esso però non è in grado di spostare il materiale preso in carico dal fondo a causa della natura oscillante della velocità. Il contributo della tensione tangenziale media τ_m diventa quindi fondamentale qualora si intenda studiare gli aspetti morfodinamici connessi alla combinazione tra moto ondoso e corrente.

3.5. Trasporto solido dei sedimenti

Il trasporto solido può avvenire secondo due modalità: al fondo (per rotolamento, saltazione o scivolamento), oppure in sospensione. Nel primo caso il materiale grossolano compie degli spostamenti per mezzo di piccoli salti irregolari, percorrendo ogni volta distanze pari ad alcuni ordini di grandezza della dimensione della particella stessa. Nel secondo caso, invece, il materiale interessato è quello avente granulometria molto fine: la particella, sollevata dal fondo e mantenuta in sospensione dalla turbolenza della corrente, percorre distanze paragonabili alla profondità d'acqua.

3.5.1. Condizione di incipiente movimento al fondo

Per lo stress al fondo, esiste una soglia oltre la quale si verifica la movimentazione dei sedimenti al fondo, ed una soglia per il passaggio degli stessi in sospensione. Tali limiti dipendono da fattori idraulici e sedimentologici, come ad esempio la tensione tangenziale al fondo τ_{bot} , la densità del sedimento ρ_s e dell'acqua ρ e il diametro del sedimento D . Le condizioni che portano alla mobilità dei sedimenti prendono il nome di condizioni critiche o di incipiente movimento.

La prima trattazione fatta sulla condizione di inizio del movimento segue un approccio teorico-sperimentale, sviluppato da Shields (1936). La condizione di incipiente movimento al fondo viene valutata attraverso un bilancio di forze agenti sul singolo grano. Con riferimento alla Figura 3.17, la mobilità della singola particella è funzione delle azioni idrodinamiche di trascinamento (forza di *drag* F_D) e di sollevamento (forza di *lift* F_L), nonché delle resistenze al moto per attrito R e della forza peso G .

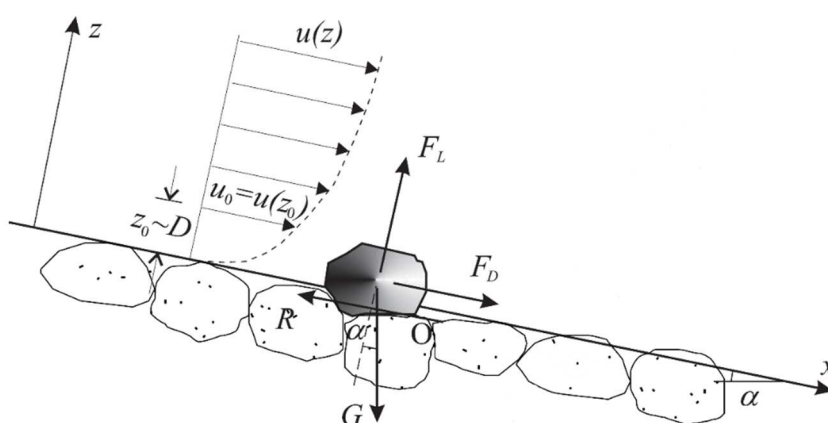


Figura 3.17: Forze agenti su un granulo (Petti, 2021).

Assumendo un moto uniforme lungo x , la forza di drag F_D è uguale ed opposta alla resistenza al moto R offerta dal granulo, ed è data dalla relazione:

$$F_D = \frac{1}{2} C_D \rho u_0^2 \Omega_x \quad (3.65)$$

dove $C_D = C_D\left(\frac{u_0 D_x}{\nu}, s_f\right)$ è il coefficiente di resistenza, Ω_x è la sezione del grano nel piano ortogonale al moto, D_x è il diametro medio in corrispondenza della sezione, u_0 è la componente di velocità della corrente in prossimità del fondo, s_f è un coefficiente di forma e ν è la viscosità cinematica.

La forza di *lift* F_L , o di sollevamento, è una forza ortogonale alla direzione del moto, e tende a far sollevare il granulo; è dovuta ad una diminuzione di pressione che si verifica in prossimità del grano stesso, ed è valutata come:

$$F_L = \frac{1}{2} C_L \rho u_0^2 \Omega_z \quad (3.66)$$

dove $C_L = C_L\left(\frac{u_0 D_z}{\nu}, s_f\right)$ è il coefficiente di sollevamento, Ω_z è la sezione del grano nel piano parallelo al moto, D_z è il diametro medio in corrispondenza della sezione.

Oltre a tali forze, sul grano agiscono il peso di volume immerso:

$$G = (\gamma_s - \gamma) V_s \quad (3.67)$$

e la forza di attrito:

$$R = \tan\varphi (G \cos\alpha - F_L) \quad (3.68)$$

dove γ_s è il peso specifico del granulo, γ il peso specifico dell'acqua, V_s il volume del granulo, φ l'angolo di attrito statico e α l'angolo di inclinazione del piano.

La condizione di incipiente movimento si ricava mediante un'analisi delle forze che agiscono sul granulo e che ne determinano la stabilità o meno in direzione della corrente. Risulta che c'è movimento del grano se:

$$F_D + G \sin\alpha - R \geq 0 \quad (3.69)$$

Assumendo una granulometria uniforme all'interno del dominio e le seguenti espressioni:

$$\Omega_x = c_x D^2 \quad (3.70)$$

$$\Omega_z = c_z D^2 \quad (3.71)$$

$$V_s = c_v D^3 \quad (3.72)$$

con c_x , c_z e c_v dei coefficienti funzione della geometria del grano, si ottiene la condizione di incipiente movimento al fondo:

$$\frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)D} \geq \frac{2c_v(\tan\varphi\cos\alpha - \text{sen}\alpha)}{\psi^2(C_Dc_x + C_Lc_z\tan\varphi)} \quad (3.73)$$

dove τ_0 è pari alla tensione tangenziale al fondo, legata alla velocità d'attrito:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (3.74)$$

e ψ è una funzione che lega u_* a u_0 , e dipende dal tipo di moto in alveo.

La (3.73) può essere espressa come:

$$\theta \geq \theta_{cr} \quad (3.75)$$

dove:

$$\theta = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)D} = \frac{u_*^2}{(s - 1)gD} \quad (3.76)$$

viene detto parametro di mobilità dei sedimenti, in cui

$$s = \frac{\rho_s}{\rho} \quad (3.77)$$

è la densità relativa, mentre

$$\theta_{cr} = \frac{2c_v(\tan\varphi\cos\alpha - \text{sen}\alpha)}{\psi^2(C_Dc_x + C_Lc_z\tan\varphi)} \quad (3.78)$$

viene detto parametro critico di mobilità dei sedimenti, e dipende dal numero di Reynolds del grano

$$Re_* = \frac{u_*D}{\nu} \quad (3.79)$$

dalla pendenza del fondo α , dall'angolo di attrito interno φ e da un fattore di forma del grano S_f .

Attraverso numerose osservazioni sperimentali, Shields ha ottenuto un diagramma (Figura 3.18) che lega il parametro di mobilità dei sedimenti θ (in ordinata) al diametro del grano D_{gr} (in ascissa), ricavato come:

$$D_{gr} = D^3 \sqrt{\frac{(s - 1)g}{\nu^2}} \quad (3.80)$$

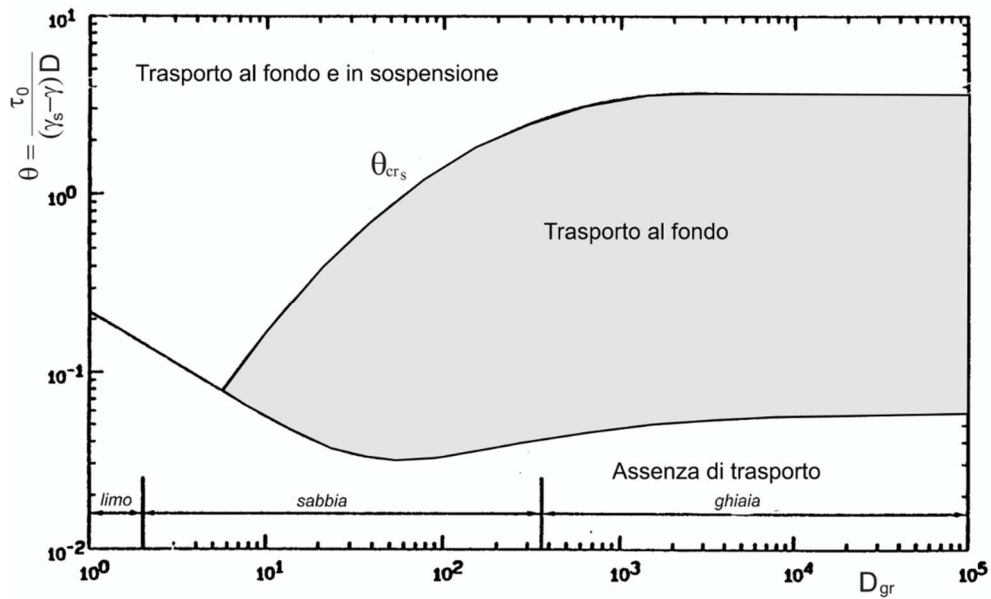


Figura 3.18: Diagramma di Shields in funzione del diametro del grano (Van Rijn, 1984)

Soulsby e Whitehouse (1997) hanno proposto, per il calcolo di θ_{cr} , la seguente relazione esplicita:

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2D_{gr}} + 0.055[1 - e^{-0.020D_{gr}}] \quad (3.81)$$

3.5.2. Portata solida

La portata solida complessiva Q_t è data da:

$$Q_t = Q_{sb} + Q_{ss} \quad (3.82)$$

dove Q_{sb} rappresenta la portata solida al fondo, e Q_{ss} quella in sospensione. Lo studio del trasporto solido, in generale, può essere effettuato attraverso due diversi approcci: uno di equilibrio e uno di non equilibrio. L'approccio di equilibrio assume che la portata solida sia pari alla capacità di trasporto che può garantire la corrente. L'approccio di non equilibrio, invece, considera la distribuzione e la propagazione dei sedimenti con riferimento alla distribuzione di concentrazione nel dominio di studio.

Portata solida al fondo

In generale, per la stima del trasporto solido al fondo si utilizza un approccio di equilibrio. Questo significa assumere che la portata solida risponda istantaneamente ad eventuali variazioni delle condizioni idrodinamiche. Si può scrivere:

$$Q_{sb} = Q_{sb,eq} \quad (3.83)$$

dove $Q_{sb,eq}$ è la portata massima consentita dalle condizioni idrodinamiche.

In letteratura sono presenti varie formule per il calcolo della portata di equilibrio, alcune delle quali si applicano in caso di presenza di sola corrente, mentre altre in caso di compresenza di moto ondoso. Una formula che si applica in presenza di sola corrente è quella espressa da Meyer-Peter-Müller (1948), e si fonda su prove di laboratorio, considerando un diametro variabile dei sedimenti (0.4-29 mm), un tirante massimo di 1-1.20 m ed una pendenza da 0.0004 a 0.02. La formula è:

$$\frac{q_{sb,eq}}{\sqrt{(s-1)gd_m^3}} = 8(\theta - 0.047)^{1.5} \quad (3.84)$$

in cui $q_{sb,eq}$ è la portata solida di equilibrio al fondo per unità di larghezza e d_m è il diametro medio dei sedimenti. Il fattore 0.047 corrisponde al parametro critico di mobilitazione. Wong et al. (2006), tuttavia, hanno evidenziato che i parametri utilizzati in tale formulazione, in particolare la costante moltiplicativa, devono essere rivisti in quanto possono fortemente alterare la stima del trasporto solido.

Un'altra formula viene ricavata da Van Rijn (1993), il quale propose le seguenti equazioni per il calcolo della portata volumetrica al fondo:

$$\begin{cases} q_{sb,eq} = 0.053(s-1)^{0.5}g^{0.5}d_{50}^{1.5}D_{gr}^{-0.3}T^{2.1} & \text{per } T < 3 \\ q_{sb,eq} = 0.1(s-1)^{0.5}g^{0.5}d_{50}^{1.5}D_{gr}^{-0.3}T^{1.5} & \text{per } T \geq 3 \end{cases} \quad (3.85)$$

dove d_{50} rappresenta il diametro caratteristico, cioè il diametro per il quale il 50% del materiale ha diametro pari o minore a d_{50} , e

$$T = \frac{\theta - \theta_{cr}}{\theta_{cr}} \quad (3.86)$$

Portata solida in sospensione

La valutazione della portata solida in sospensione può seguire sia un approccio di equilibrio che di non equilibrio. Si precisa che il trasporto solido si intende potenziale, quindi presuppone che vi sia disponibilità di sedimenti. Nel caso di un approccio di

equilibrio si assume che il carico di sedimenti in sospensione in ogni punto e in ogni istante di tempo corrisponda al massimo valore che può essere sostenuto dal flusso d'acqua. Utilizzando un approccio di non equilibrio, invece, il carico in sospensione si ricava dall'analisi dell'effettiva distribuzione di concentrazione e del trasporto dei sedimenti nel tempo e nello spazio.

Per quanto riguarda l'approccio di non equilibrio si considera il caso monodimensionale, con riferimento allo schema di Figura 3.19.

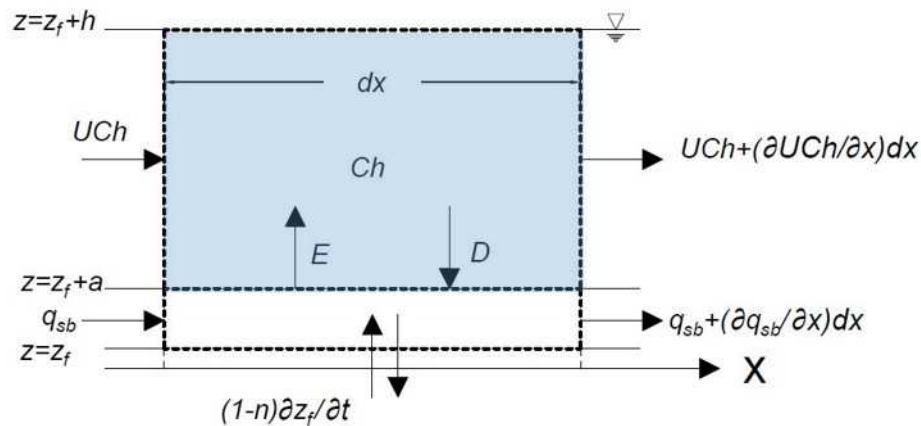


Figura 3.19: Schematizzazione 1D del dominio relativo all'equazione di continuità dei sedimenti in sospensione.

Si scrive l'equazione di continuità dei sedimenti con riferimento al volume di controllo in azzurro:

$$\rho_s \frac{\partial Ch}{\partial t} dx = \rho_s UCh - \rho_s \left(UCh + \frac{\partial UCh}{\partial x} dx \right) + \rho_s (E - D) dx \quad (3.87)$$

dove h è il tirante, $(E - D)$ è la differenza tra il tasso di erosione e deposito e C è la concentrazione volumetrica dei sedimenti, definita come:

$$C = \frac{1}{h - a} \int_a^h c(z) dz \quad (3.88)$$

in cui a è la quota di riferimento sopra la quale si considera che avvenga il trasporto in sospensione, e $c(z)$ è la distribuzione di concentrazione sulla verticale.

Semplificando l'equazione (3.87), si ottiene:

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial UCh}{\partial x} = E - D \quad (3.89)$$

che rappresenta l'equazione avvevativo-diffusiva monodimensionale, a meno dei termini diffusivi. Considerando anche il flusso in direzione y si ottiene l'equazione 2DH da aggiungere al sistema di *shallow water equations* (3.54) descritte nel paragrafo 3.4:

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial V_x Ch}{\partial x} + \frac{\partial V_y Ch}{\partial y} = h \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_{t,x} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_{t,y} \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] + E - D \quad (3.90)$$

dove $D_{t,x}$ e $D_{t,y}$ rappresentano i coefficienti di diffusione turbolenta nelle due direzioni, e V_x e V_y le velocità medie della corrente.

La differenza tra il tasso di erosione e deposito ($E - D$) viene calcolato come:

$$E - D = w_0(c_a - c_0) \quad (3.91)$$

in cui w_0 è la velocità di caduta, definita come la velocità di moto uniforme raggiunta da una particella lasciata cadere in acqua ferma, e c_a è la concentrazione di riferimento, e viene calcolata come proposto da Van Rijn (1993):

$$c_a = 0.015 \frac{d_{50} T^{1.5}}{a D_{gr}^{-0.3}} \quad (3.92)$$

mentre c_0 rappresenta il valore della concentrazione istantanea calcolata alla quota a , e si può esprimere in funzione della concentrazione media C secondo la relazione:

$$c_0 = \frac{C}{\beta_a} \quad (3.93)$$

dove β_a dipende dalla forma della distribuzione scelta.

Uno degli aspetti più delicati di questo approccio è proprio la scelta di una corretta distribuzione di concentrazione sulla verticale. Rouse (1937) è stato uno dei primi autori a sviluppare un modello realistico di distribuzione di concentrazione; egli propose una relazione che lega una portata solida per unità di superficie diretta verso il basso, associata ad una velocità di caduta w_0 , ad una portata per unità di superficie diretta verso l'alto, associata al trasporto dei sedimenti causata dalle fluttuazioni turbolente pari a $D_T \frac{\partial c}{\partial z}$, con D_T pari al coefficiente di diffusione turbolenta delle particelle in sospensione.

Si può scrivere:

$$c w_0 + D_T(z) \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad (3.94)$$

In letteratura sono presenti diverse formulazioni per determinare $D_T(z)$. Nel caso più semplice si assume $D_T = cost$, da cui si ha:

$$c(z) = c_a e^{\left[\frac{-w_0}{D_T}(z-a)\right]} \quad (3.95)$$

Se si assume che il coefficiente di diffusione cresca linearmente con la profondità ($D_T = \kappa u_* z$, con κ coefficiente di Von Karman), viene definita una distribuzione che prende il nome di *power law*:

$$c(z) = c_a \left(\frac{z}{a}\right)^{-b} \quad (3.96)$$

con:

$$b = \frac{w_0}{\kappa u_*} \quad (3.97)$$

il numero di Rouse.

Soulsby (1997) propone, in presenza sia di moto ondoso che corrente, l'uso di una doppia *power law*:

$$\begin{cases} c(z) = c_a \left(\frac{z}{a}\right)^{-b_{max}} & \text{per } a \leq z \leq \delta_w \\ c(z) = c(\delta_w) \left(\frac{z}{\delta_w}\right)^{-b_m} & \text{per } \delta_w \leq z \leq h \end{cases} \quad (3.98)$$

con:

$$b_m = \frac{w_0}{\kappa u_{*m}} \quad (3.99)$$

il numero di Rouse corrispondente a una tensione al fondo media, e

$$b_{max} = \frac{w_0}{\kappa u_{*max}} \quad (3.100)$$

il numero di Rouse corrispondente ad una tensione al fondo massima e δ_w l'altezza dello strato limite del moto ondoso.

È possibile inoltre assumere una D_T con forma parabolica (Figura 3.20):

$$D_T = \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (3.101)$$

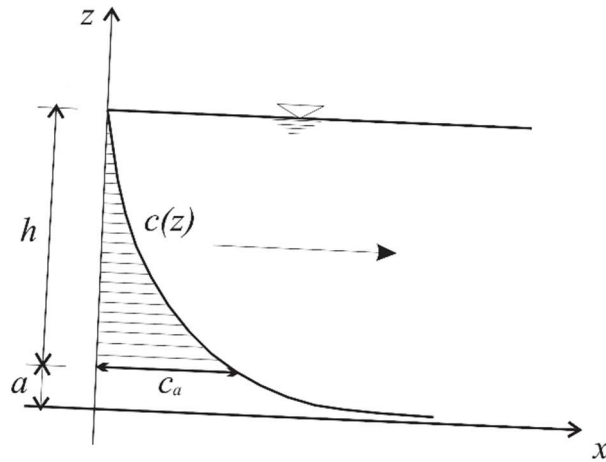


Figura 3.20: Distribuzione delle concentrazioni secondo Rouse (Petti, 2017).

Il profilo che ne risulta viene chiamato profilo di Rouse:

$$c(z) = c_a \left(\frac{z}{a} \frac{h-a}{h-z} \right)^{-b} \quad (3.102)$$

Tale profilo, in corrispondenza del pelo libero, assume una concentrazione nulla. Van Rijn propose un profilo parabola-rettangolo, in cui D_T può essere ricavato come:

$$\begin{cases} D_{T,c} = \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h} \right) \beta_c & \text{per } a \leq z \leq h/2 \\ D_{T,c} = 0.25 \kappa u_* h \beta_c & \text{per } h/2 \leq z \leq h \end{cases} \quad (3.103)$$

con β_c coefficiente che dipende da u_* e w_0 .

Successivamente, Van Rijn modificò l'espressione (3.103) per considerare anche l'effetto del moto ondoso. In questo caso risulterebbe molto più complesso esplicitare l'andamento di $c(z)$. Un altro tipo di approccio è quello di considerare una distribuzione di concentrazione esponenziale come la (3.95), e di assumere come D_T il valore mediato sulla verticale derivante dalle (3.103), corretto per tenere conto del moto ondoso.

Per quanto riguarda l'approccio di equilibrio, Van Rijn ha stimato il carico in sospensione come:

$$q_{ss} = FUhc_a \quad (3.104)$$

dove F è un fattore di correzione analitica che tiene conto della distribuzione verticale della velocità. In presenza di moto ondoso e correnti, si ha:

$$F = F_c + F_w \quad (3.105)$$

dove F_c è la componente legata alla corrente e F_w quella legata al moto ondoso che, nella loro forma semplificata, sono espresse da:

$$\begin{cases} F_c = \frac{\left(\frac{a}{\bar{h}}\right)^b - \left(\frac{a}{\bar{h}}\right)^{1.2}}{\left(1 - \frac{a}{\bar{h}}\right)^b (1.2 - b)} & \text{per } 0.3 \leq b \leq 3 \text{ e } 0.01 \leq a/h \leq 0.1 \\ F_w = \frac{\left(\frac{a}{\bar{h}}\right)^{b_w} - \left(\frac{a}{\bar{h}}\right)^{1.2}}{\left(1 - \frac{a}{\bar{h}}\right)^{b_w} (1.2 - b_w)} \end{cases} \quad (3.106)$$

con

$$b_w = 4 \left(\frac{h}{h_{ref}} \right)^{0.6} \left(w_0 \frac{T_p}{H_s} \right) \quad (3.107)$$

in cui h_{ref} è un'altezza di riferimento pari a 5 m.

3.5.3. Equazione di continuità dei sedimenti

Per valutare la variazione di quota del fondo si scrive nuovamente l'equazione di continuità dei sedimenti relativamente al volume di controllo prossimo al fondo nel dominio riportato in Figura 3.21.

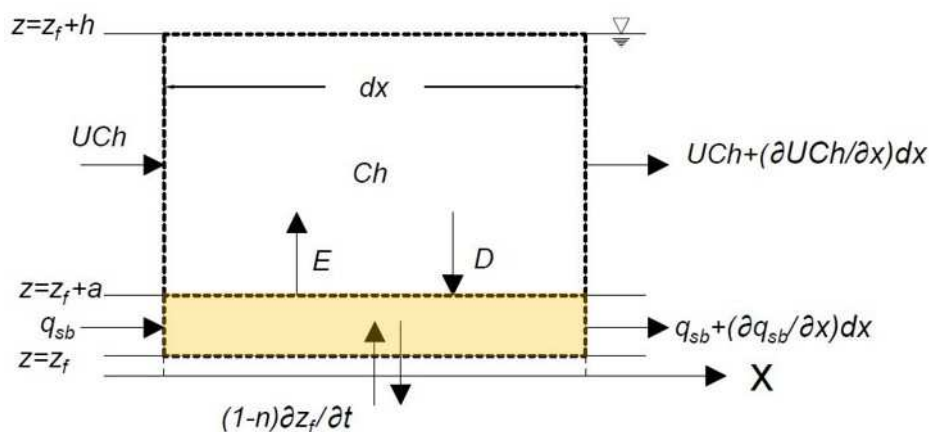


Figura 3.21: Schematizzazione 1D del dominio relativo all'equazione di continuità dei sedimenti al fondo.

In tale dominio 1D, l'equazione di continuità risulta:

$$q_{sb} - \left(q_{sb} + \frac{\partial q_{sb}}{\partial x} dx \right) - (1-n) \frac{\partial z_f}{\partial t} dx - E dx + D dx = 0 \quad (3.108)$$

con q_{sb} la portata solida al fondo per unità di larghezza, n la porosità e $\partial z_f / \partial t$ la variazione della quota del fondo. Semplificando l'equazione, si ottiene:

$$\frac{\partial z_f}{\partial t} = -\frac{1}{(1-n)} \left(\frac{\partial q_{sbx}}{\partial x} + E - D \right) \quad (3.109)$$

che è denominata equazione di Exner. Al fine di rappresentare l'evoluzione morfologica su una durata di tempo diversa e più ampia rispetto a quella dei fenomeni idrodinamici, si può ricorrere ad un fattore di scala, detto anche fattore geomorfologico, che moltiplica il termine a destra dell'uguale nell'equazione (3.109). Esso interviene alterando la quota del fondo a seconda dell'entità del fattore moltiplicativo, e quindi amplificando gli effetti di erosione o deposito dei sedimenti.

Anche in questo caso, considerando anche il flusso in direzione y si ottiene l'equazione 2DH da aggiungere al sistema delle *shallow water equations* (3.54) descritte nel paragrafo 3.4:

$$\frac{\partial z_f}{\partial t} = -\frac{1}{(1-n)} \left(\frac{\partial q_{sbx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sby}}{\partial y} + E - D \right) \quad (3.110)$$

In definitiva, il sistema delle *shallow water equations* completo è riportato in seguito:

$$\mathbf{U} = \begin{bmatrix} h + \bar{\eta} \\ V_x(h + \bar{\eta}) \\ V_y(h + \bar{\eta}) \\ C(h + \bar{\eta}) \\ z_f \end{bmatrix} \quad (3.111)$$

$$\mathbf{F}_c = \begin{bmatrix} V_x(h + \bar{\eta}) \\ V_x^2(h + \bar{\eta}) + g \frac{(h + \bar{\eta})^2}{2} \\ V_x V_y(h + \bar{\eta}) \\ V_x C(h + \bar{\eta}) \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.112)$$

$$\mathbf{G}_c = \begin{bmatrix} V_y(h + \bar{\eta}) \\ V_x V_y(h + \bar{\eta}) \\ V_y^2(h + \bar{\eta}) + g \frac{(h + \bar{\eta})^2}{2} \\ V_y C(h + \bar{\eta}) \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.113)$$

$$\mathbf{F}_{lt} = \begin{bmatrix} 0 \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{xx}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{xy}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) D_{t,x} \frac{\partial C}{\partial x} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.114)$$

$$\mathbf{G}_{lt} = \begin{bmatrix} 0 \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{yx}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) \frac{T_{yy}}{\rho} \\ (h + \bar{\eta}) D_{t,y} \frac{\partial C}{\partial y} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (3.115)$$

$$\mathbf{S}_{sor} = \begin{bmatrix} 0 \\ g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{wx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \\ g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{wy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} \\ E - D \\ -\frac{1}{(1-n)} \left(\frac{\partial q_{sb,x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sb,y}}{\partial y} + E - D \right) \end{bmatrix} \quad (3.116)$$

3.6. Modelli numerici utilizzati

Di seguito verranno riportati alcuni dettagli in merito ai modelli numerici utilizzati nel presente lavoro, che permettono l'implementazione e la risoluzione numerica delle equazioni differenziali riportate nei precedenti paragrafi.

3.6.1. Modello spettrale

Il modello spettrale utilizzato è SWAN (*Simulating Waves Nearshore*), un modello open source sviluppato dalla *Delft University of Technology* a partire dalla fine degli anni novanta (Booij et al., 1999). Il modello si basa sull'equazione completa di bilancio della *wave action* (3.41), in cui sono compresi tutti i termini sorgente legati alla generazione da vento, alle dissipazioni per frangimento in acque profonde e basse, all'attrito al fondo e soprattutto ai trasferimenti di energia interni allo spettro, dovuti alle

interazioni non lineari tra componenti d'onda e frequenze d'onda. SWAN rientra nella categoria dei modelli di terza generazione, ossia quei modelli in grado di risolvere l'equazione di bilancio senza restrizioni a priori sullo spettro che descrive l'evoluzione nel tempo e nello spazio della crescita delle onde. Grazie all'integrazione temporale della *wave action*, definita sia nel dominio geografico che spettrale, è possibile seguire l'evoluzione della densità spettrale di energia dal largo fin sotto costa, riproducendo tutti i fenomeni fisici legati ai processi di generazione e di propagazione del moto ondoso.

L'equazione completa della *wave action* (3.41) viene discretizzata nel tempo secondo uno schema di Eulero implicito al primo ordine che, nel caso di una *mesh* regolare con passo Δx e Δy , si traduce in:

$$\begin{aligned} \left. \frac{N^{n+1} - N^n}{\Delta t} \right|_{i,j,l,m} &= \left. \frac{[c_x N]_{i+1/2} - [c_x N]_{i-1/2}}{\Delta x} \right|_{j,l,m}^{n+1} \\ &+ \left. \frac{[c_y N]_{j+1/2} - [c_y N]_{j-1/2}}{\Delta y} \right|_{i,l,m}^{n+1} \\ &+ \left. \frac{[c_\sigma N]_{l+1/2} - [c_\sigma N]_{l-1/2}}{\Delta \sigma} \right|_{i,j,m}^{n+1} \\ &+ \left. \frac{[c_\theta N]_{m+1/2} - [c_\theta N]_{m-1/2}}{\Delta \theta} \right|_{i,j,l}^{n+1} \end{aligned} \quad (3.117)$$

dove (i,j,l,m) indicano le coordinate discrete nello spazio (x,y,σ,θ) dei vertici su cui sono calcolate le variabili, n è il livello temporale a cui sono note le variabili e Δt il *time step*. Si è scelto di utilizzare una modellazione al primo ordine in quanto, da test preliminari, utilizzando un secondo ordine si è riscontrata la presenza di disturbi che si propagavano dal contorno, dovuti probabilmente al fatto che le condizioni al contorno sono mantenute al primo ordine.

L'utilizzo di uno schema implicito consente di prescindere dal rispetto della condizione di Courant-Friedrichs-Lewy e di scegliere liberamente il *time step* di integrazione, dal quale dipendono però l'accuratezza della soluzione ed il tempo computazionale di calcolo. La discretizzazione dell'equazione (3.40) avviene sia nel dominio dello spazio geografico (x,y) che in quello spettrale (σ,θ) , essendo la densità spettrale di energia definita in entrambi i domini. Per il piano geografico (x,y) si possono adottare sia griglie di calcolo strutturate che non strutturate ad elementi triangolari. Per il dominio spettrale (σ,θ) , invece, è richiesta una discretizzazione strutturata con settori angolari $\Delta \theta$ costanti ed una distribuzione logaritmica delle frequenze, in modo che risulti costante la risoluzione $\frac{\Delta \sigma}{\sigma}$. Una volta discretizzata l'equazione di bilancio della *wave action* si ottiene un sistema di equazioni algebriche, che viene risolto con la tecnica di Gauss-Seidel.

Per il calcolo dei flussi nel dominio spettrale (σ, θ) , SWAN implementa uno schema ibrido alle differenze finite centrato in avanti (*upwind*).

Per valutare se ci siano differenze nell'utilizzo di una griglia strutturata piuttosto che di una non strutturata, sono stati eseguiti alcuni test preliminari di generazione con un vento costante su un semplice dominio rettangolare molto allungato; nello specifico sono stati analizzati i risultati in termini di altezza d'onda significativa e periodo d'onda di picco al variare del tipo di *mesh* (strutturata o non strutturata) e della dimensione delle celle. Da tali analisi è emerso che le variabili ottenute per una *mesh* strutturata sono sostanzialmente indipendenti dalla dimensione della cella, mentre i valori relativi ai casi di griglia non strutturata risultano condizionati dalla dimensione delle maglie, all'aumentare della quale si raggiungono altezze d'onda e periodi maggiori. Si è inoltre visto che la crescita dell'altezza d'onda e del periodo nel dominio risulta molto diverso nelle due configurazioni; in particolare, utilizzando la griglia non strutturata si osservano delle irregolarità nello sviluppo del moto ondoso, particolarmente accentuate nella parte iniziale del dominio di generazione. Questi aspetti hanno fatto propendere per una discretizzazione con griglia strutturata.

Si è scelto infine di utilizzare SWAN in modalità stazionaria, per la quale non vi è dipendenza dal tempo ed è tale dunque da ricreare una condizione di moto ondoso completamente sviluppato.

3.6.2. Modello morfodinamico

Il modello morfodinamico utilizzato è stato implementato dal gruppo di ricerca di Idraulica dell'Università degli Studi di Udine, e consente la soluzione delle *shallow water equations* 2DH mediante metodo ai volumi finiti (FVM) accurato al primo ordine, già applicato con successo in applicazioni sul contesto costiero e lagunare (Petti et al., 2018, 2020, 2021a), basato sul solutore di Riemann Harten-Lax-van Leer-Contact (HLLC). Al solutore HLLC è stata accoppiata una ricostruzione idrostatica delle variabili, che assicura il rispetto della *C-property* anche in situazioni di asciutto-bagnato (Audusse et al., 2004) (Liang e Marche, 2009), condizione di estrema importanza nello studio di un sistema costiero-lagunare, dove le aree barenicole o le spiagge sono soggette a continui cicli di emersione-sommersione.

Il tempo di integrazione segue un metodo *Strang splitting* accurato al primo ordine.

La stabilità dello schema risolutivo viene assicurata dalla condizione:

$$dt \leq \frac{dx_{min}}{S_{max}} \quad (3.118)$$

in cui dt è il passo di discretizzazione temporale; $dx_{min} = \frac{x_{max} - x_{min}}{N}$ il passo di discretizzazione spaziale minimo, con N il numero di celle; S_{max} il modulo della massima celerità di propagazione dell'onda all'interno del dominio.

Ricordando la definizione del numero di Courant, la (3.118) è anche esprimibile come:

$$CFL = \frac{dt}{dx} S_{max} \leq 1 \quad (3.119)$$

Il modello è dotato anche di un modulo per lo studio del trasporto solido e dell'evoluzione morfologica del fondo. Per la valutazione del trasporto solido al fondo è stato scelto di utilizzare un metodo di equilibrio. In un precedente studio, relativo ai processi di trasporto solido costiero in prossimità della bocca di Lignano (Petti et al., 2020), era stato inizialmente utilizzato un approccio di non equilibrio; tuttavia, i risultati ottenuti sulla fascia costiera non risultavano coerenti con i dati di riempimento del canale di accesso alla bocca e con la forma della sezione della bocca risultante al termine delle simulazioni dell'effetto di un anno medio. L'approccio di equilibrio, invece, ha fornito riscontri più realistici sia in termini di entità del trasporto che di evoluzione morfologica ed è risultato inoltre anche più affidabile non essendo vincolato alla scelta di una legge di distribuzione dei sedimenti sulla verticale.

Nel presente studio ci si è concentrati maggiormente sullo studio della bocca e delle morfologie associate in mare aperto, come il litorale di Lignano e il delta di riflusso. In tali zone il materiale al fondo preponderante risulta essere la sabbia, come evidenziato anche dalla Figura 2.7, ed essa è stata dunque considerata in questa sede come unico materiale presente, tralasciando i materiali coesivi come limi e argille, presenti invece nella parte più interna della laguna. Inoltre, la sabbia si muove prevalentemente al fondo e questo giustifica ulteriormente la scelta dell'approccio utilizzato.

3.6.3. Modello disaccoppiato spettrale-morfodinamico

Le grandezze fondamentali che entrano in gioco nel processo di interazione tra moto ondoso e correnti sono:

- la *wave action*, influenzata dalla presenza di un campo di corrente, e dal cui bilancio hanno origine le variazioni dei parametri spettrali del moto ondoso;
- le forzanti idrodinamiche legate al gradiente del tensore del *radiation stress*, che compaiono nel bilancio della quantità di moto per le correnti;
- le tensioni tangenziali al fondo, che incrementano per la presenza di un moto oscillante, e modificano la corrente.

Il modello che permette di considerare questi fattori di interazione, gestendo l'abbinamento tra il modello idrodinamico ed il modello spettrale SWAN, è di tipo disaccoppiato, ossia tale per cui i diversi moduli procedono separatamente con i propri *time step*. Essi vengono gestiti ed eseguiti in successione attraverso un *main program* ed interagiscono ad intervalli discreti di tempo fino al termine della simulazione. I

parametri di output di SWAN, tra cui la velocità al fondo (u_{bot}), il periodo (T_{02}), l'altezza d'onda significativa (H_s) e l'angolo di propagazione del moto ondoso (θ) e le forzanti dovute ai gradienti di *radiation stress* (S_{xx}, S_{yy}, S_{xy}), costituiscono successivamente i parametri di *input* del modello idrodinamico, che a sua volta calcola il tirante (h) e le componenti della velocità della corrente (V_x, V_y) e li fornisce al modello spettrale, che li utilizza come parametri in ingresso nel *time step* successivo.

Risulta necessario gestire il trasferimento dei dati da un modulo all'altro, in quanto essi hanno le proprie convenzioni di scrittura, e i dati di *output* di un modulo vanno quindi tradotti in *input* che siano compatibili per l'altro e per la relativa *mesh* di calcolo. Per permettere tali operazioni di trasferimento e riscrittura dei dati, il codice utilizza una griglia cartesiana di scambio, sulla quale vengono interpolati i dati provenienti da uno dei moduli prima di essere trasferiti al successivo.

SWAN gestisce la lettura delle variabili di *input* e la scrittura di quelle in *output* sui nodi della griglia regolare definita. Il modello idrodinamico, invece, esegue entrambe le operazioni in corrispondenza dei centri cella della griglia di calcolo. Questo comporta che, ad ogni *run* del programma, il modello accoppiato debba gestire due passaggi. Il primo è l'interpolazione bilineare delle variabili salvate da SWAN come *output* sui centri cella sparsi del modello idrodinamico. Il secondo consiste nell'interpolazione sui nodi del grigliato regolare delle variabili che il modello idrodinamico salva in *output* nei centri cella della *mesh*.

Per quanto riguarda il primo passaggio (Figura 3.22), per determinare il valore di una generica variabile v in un centro cella idrodinamico di coordinate (x, y) viene fatta un'interpolazione bilineare dei quattro valori $v_i = v(x_i, y_i)$ ($i = 1, 2, 3, 4$) della variabile nei nodi della cella di scambio a cui appartiene il centro cella idrodinamico considerato.

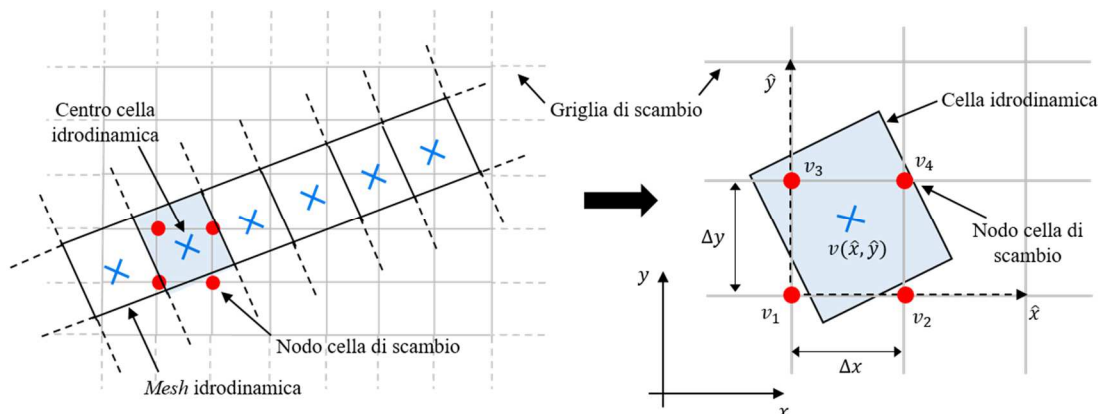


Figura 3.22: Passaggio dalla griglia di scambio alla *mesh* idrodinamica. Processo di interpolazione bilineare di una generica variabile v nel punto (x, y) , che rappresenta il centro cella della *mesh* idrodinamica (cruce blu), a partire dai valori che la variabile assume nei quattro nodi della cella della griglia di scambio a cui appartiene il centro cella (punti rossi).

Si definisce un sistema di riferimento locale (\hat{x}, \hat{y}) a partire da uno dei nodi della cella di scambio. Il valore interpolato della variabile nel centro cella idrodinamico è dato dall'espressione:

$$v(\hat{x}, \hat{y}) = \frac{v_2 - v_1}{\Delta x} \hat{x} + \frac{v_3 - v_1}{\Delta y} \hat{y} + \frac{v_4 - v_3 - v_2 + v_1}{\Delta x \Delta y} \hat{x} \hat{y} + v_1 \quad (3.120)$$

Il secondo passaggio invece (Figura 3.23), che prevede la determinazione del valore che la variabile assume sui nodi della cella di scambio regolare a partire dai valori idrodinamici di *output* sparsi sul piano cartesiano, è gestito attraverso la ricostruzione del piano passante per i tre centri cella idrodinamici più vicini a ciascun nodo della cella di scambio $v_i = v(x_i, y_i)$ ($i = 1, 2, 3$).

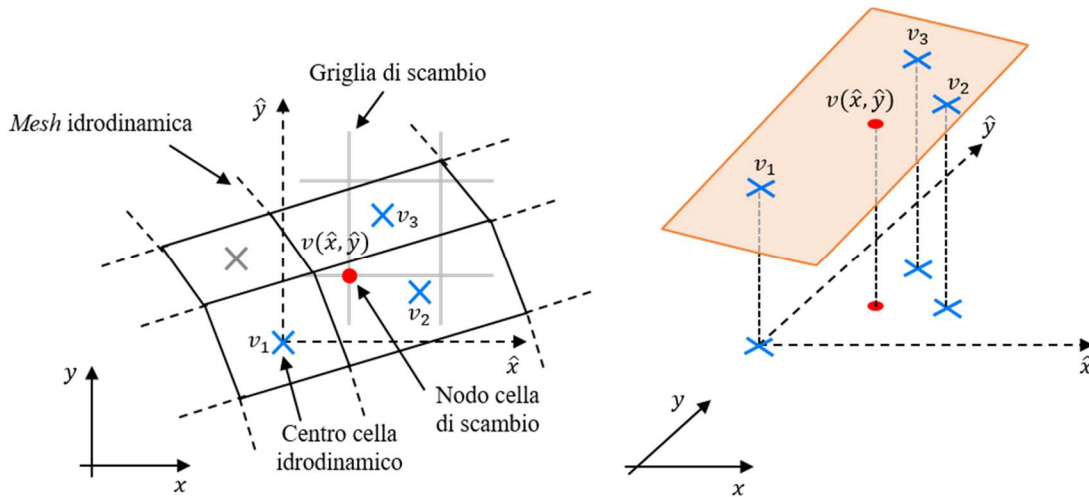


Figura 3.23: Passaggio dalla *mesh* idrodinamica alla griglia di scambio. Determinazione di una generica variabile v su un nodo di una cella di scambio (punto rosso) a partire dalla ricostruzione del piano (in arancione) passante per i tre centri cella idrodinamici più prossimi al nodo (croci blu).

Viene ricavata l'equazione del piano passante per i tre punti:

$$\begin{cases} v_1 = a\hat{x}_1 + b\hat{y}_1 + c \\ v_2 = a\hat{x}_2 + b\hat{y}_2 + c \\ v_3 = a\hat{x}_3 + b\hat{y}_3 + c \end{cases} \quad (3.121)$$

e su di esso si individua il valore della variabile sul nodo:

$$v = a\hat{x} + b\hat{y} + c \quad (3.122)$$

Al fine di verificare se si abbia una perdita di accuratezza dei dati a seguito dell'interpolazione, sono stati fatti alcuni confronti tra i valori assunti dalle variabili di *output* del modello di generazione (come ad esempio altezza e periodo d'onda) su alcuni

nodi della griglia di generazione e sui centri cella della *mesh* idrodinamica nello stesso intorno. Si è visto che le variazioni sono minime e non significative, in quanto interessano generalmente la terza cifra decimale.

L'intero processo precedentemente descritto, gestito dal *main program* secondo lo schema riportato in Figura 3.24, lancia quindi alternativamente i due modelli fino alla fine della simulazione.

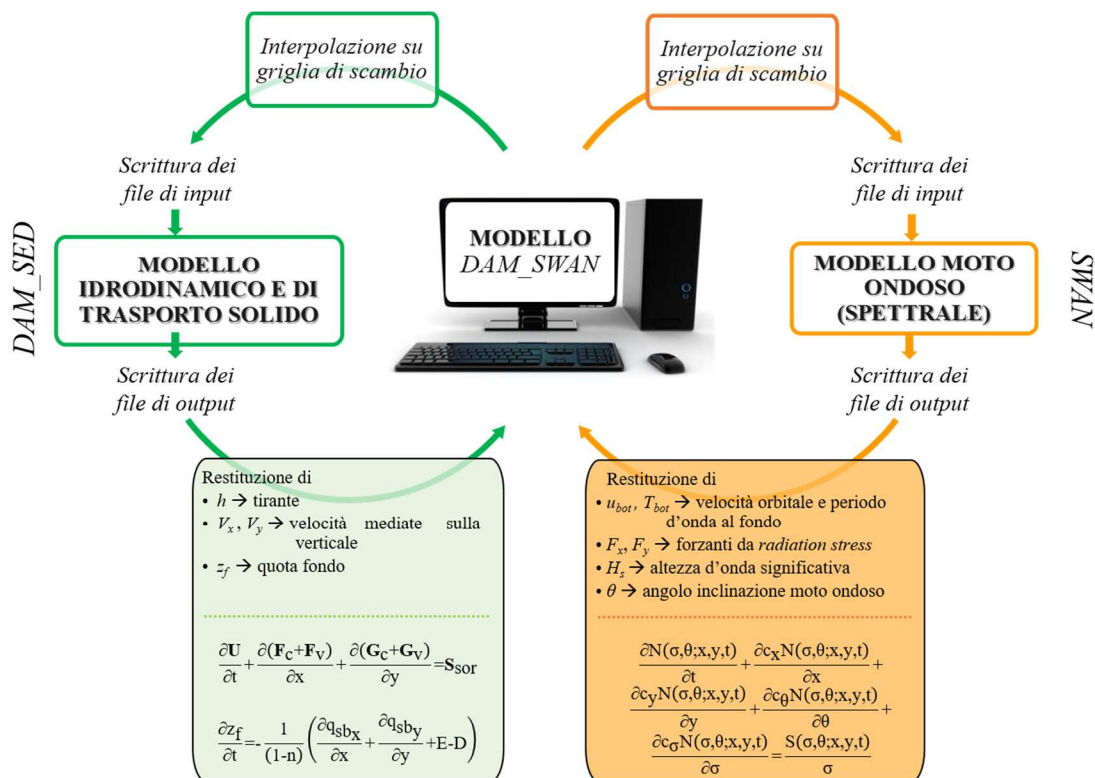


Figura 3.24: Schema di funzionamento del modello disaccoppiato idrodinamico e spettrale.

4. Prisma di marea: il ruolo dell'estensione del bacino, dell'attrito al fondo e della sezione trasversale della bocca

Come già anticipato alla fine del Capitolo 2, lo studio del prisma di marea nasce dall'esigenza di verificare se, a seguito del restringimento della bocca di Lignano, si sia contestualmente verificata una diminuzione o più in generale una modifica del valore del prisma afferente alla bocca. Comprendere quali siano i fattori, idrodinamici o morfologici, che hanno un peso rilevante sull'entità dei flussi e quindi dei volumi che transitano attraverso una bocca lagunare, è il primo fondamentale passo per comprenderne il funzionamento e avanzare ipotesi sulle possibili modifiche ed evoluzioni cui essa può andare incontro. Il prisma di marea, come visto, è un importante parametro per le bocche e per l'intero ambiente lagunare, in quanto ha un effetto significativo sui processi morfodinamici che coinvolgono la porzione del bacino retrostante ai cordoni litoranei e il delta di riflusso in mare aperto (D'Alpaos et al., 2009). Inoltre, esso copre un ruolo essenziale anche dal punto di vista ambientale ed ecologico (Hong et al., 2008), in quanto una variazione nell'entità del prisma può tradursi in variazioni, anche significative, dei parametri di salinità lagunari, con conseguente potenziale danno per gli organismi che trovano negli ambienti lagunari il loro habitat ideale.

In condizioni naturali, la dimensione di una bocca tende ad una forma di equilibrio, determinata dal peso relativo tra la capacità di trasporto delle correnti di flusso e riflusso e il trasporto solido *long-shore* (de Swart e Zimmerman, 2009; D'Alpaos et al., 2010). La forma di una bocca può influenzare in maniera diretta il campo idrodinamico all'interno del bacino lagunare in termini di velocità delle correnti e di ampiezza del livello di marea, e quindi di trasporto dei sedimenti. Tale condizione di equilibrio può venire perturbata, soprattutto a seguito di interventi antropici volti alla stabilizzazione delle bocche o al mantenimento delle vie navigabili, che necessitano di canali profondi e morfologicamente stabili (Tambroni e Seminara, 2006).

Il prisma di marea viene tradizionalmente legato alla sezione trasversale di equilibrio della rispettiva bocca da una relazione semplice, ricavata su base empirica e discussa negli anni da numerosi autori, a seguito di osservazioni di bocche lagunari reali, come riportato ampiamente nel prossimo paragrafo.

4.1. Relazione fra prisma di marea e sezione trasversale della bocca lagunare

La relazione morfologica di natura empirica che lega la sezione trasversale di equilibrio di una bocca lagunare ad il prisma di marea che vi fluisce attraverso,

determinata a partire da dati sperimentali raccolti lungo la costa pacifica degli Stati Uniti, è definita:

$$A = kP^\alpha \quad (4.1)$$

dove il coefficiente k e l'esponente α sono determinati empiricamente riportando in un grafico i diversi valori dell'area A in condizioni di equilibrio e del prisma di marea di sizigie P sia per bocche naturali che stabilizzate da moli (LeConte, 1905; O'Brien, 1931, 1969; Jarrett, 1976; Byrne et al., 1980; Di Silvio e Dal Monte, 2003; Fontolan et al., 2007; D'Alpaos et al., 2010). In particolare, α è un fattore di scala che appartiene ad un range relativamente limitato, pari a 0.85-1.10; tuttavia, anche una piccola variazione di tale valore può determinare valori molto diversi dell'area A di equilibrio per un dato prisma di marea P . Rivedendo gli approcci teorici in letteratura, Stive et al. (2011) hanno trovato che l'esponente dovrebbe assumere valori maggiori di 1, ma non ci sono chiare evidenze empiriche a supporto di tale tesi. Questa discrepanza può essere dovuta ad errori impliciti nelle procedure di stima della geometria della sezione e, soprattutto, del prisma. Il coefficiente k , invece, può variare anche di qualche ordine di grandezza dipendentemente dalle caratteristiche idrodinamiche e sedimentologiche del sito specifico, e dalla presenza di moli (Hughes, 2002; D'Alpaos et al., 2009; Umgiesser et al., 2015).

L'equazione (4.1) accoppia processi idrodinamici e morfodinamici, dal momento che può essere ricavata in maniera teorica combinando l'equazione della quantità di moto e la condizione di equilibrio dinamico tra la capacità erosiva della corrente nella bocca e la resistenza al fondo. Tale equilibrio viene raggiunto quando la massima velocità della corrente genera sforzi tangenziali al fondo al più uguali al valore di soglia per l'incipiente movimento. Krishnamurthy (1977) assume un profilo logaritmico della velocità della corrente sul piano verticale, una sezione rettangolare della bocca e una forzante di marea sinusoidale. Sotto ipotesi simili, Marchi (1990) ha applicato l'equazione di bilancio di quantità di moto 1D al canale della bocca, assumendo che la massima differenza istantanea tra il livello di marea all'inizio e alla fine del canale corrisponda alla condizione di velocità massima. Kraus (1998) ha considerato l'equilibrio tra la capacità di trasporto del flusso di marea in corrispondenza della bocca e il trasporto di sedimenti *long-shore* che tende a riempire il canale. Hughes (2002) ha calcolato la portata che fluisce attraverso la bocca applicando il bilancio di massa all'intero bacino. Tutti questi approcci analitici confermano la relazione (4.1) e mostrano caratteristiche comuni riguardo la dipendenza del coefficiente k da alcuni parametri idrodinamici. In particolare, può essere espresso come una funzione del periodo di marea, della larghezza del canale, della conduttività del flusso e del massimo stress al fondo nella bocca.

Per quanto riguarda in particolare le lagune del Nord Adriatico, Fontolan et al. (2007) hanno analizzato le bocche delle Lagune di Venezia e di Marano e Grado, trovando una dipendenza analoga a quella di O'Brien, in cui $k = 6.8 \cdot 10^{-3} m^{-0.23}$ e $\alpha = 0.7439$. Un

4. Prisma di marea: il ruolo dell'estensione del bacino, dell'attrito al fondo e della sezione trasversale della bocca

riassunto dei principali valori del coefficiente k e dell'esponente α è riportato in Tabella 4.1.

Tabella 4.1: Espressioni empiriche e analitiche per la relazione A - P in unità metriche.

Autore	Note	Esponente α	Coefficiente k
LeConte (1905)	Costa Pacifico – bocche non protette	1.00	$1.083 \cdot 10^{-4} m^{-1}$
LeConte (1905)	Costa Pacifico – bocche protette	1.00	$1.411 \cdot 10^{-4} m^{-1}$
O'Brien (1931)	Costa Pacifico	0.85	$9.015 \cdot 10^{-4} m^{-0.55}$
O'Brien (1969)	Bocche naturali	1.00	$6.562 \cdot 10^{-5} m^{-1}$
O'Brien (1969)	Bocche con due moli	0.85	$9.015 \cdot 10^{-4} m^{-0.55}$
Jarrett (1976)	Tutte le bocche	0.85 ÷ 1.10	$8.950 \cdot 10^{-6} m^{-0.58}$ $\div 1.922 \cdot 10^{-4} m^{-0.55}$
Marchi (1990)	-	0.857	$\left[\pi \sqrt{g} \cdot \frac{B^{1/6}}{\sqrt{\tau_c / \rho} \cdot T \cdot k_s} \right]^{6/7}$
Hughes (2002)	-	0.889	$0.87 \left[\frac{B^{1/8}}{\sqrt{g(\rho_s / \rho - 1)} \cdot T \cdot d_s^{3/8}} \right]^{8/9}$
Fontolan (2007)	Nord Adriatico	0.7439	$6.8 \cdot 10^{-3} m^{-0.23}$

Come prima approssimazione, il prisma di marea può essere stimato come (Marchi, 1990; Hughes, 2002):

$$P = 2a_m \cdot S \quad (4.2)$$

dove a_m è l'ampiezza di marea esterna e S la superficie del bacino afferente alla bocca, che coincide con l'intera laguna nel caso di singola bocca lagunare, oppure col sottobacino afferente nel caso di bocche multiple (Seabergh, 2002). La relazione (4.2) può essere usata come una prima stima del prisma, in quanto trascura gli effetti di propagazione, che viene considerata quindi istantanea in tutti i punti del bacino lagunare; questo significa quindi che si considera la stessa elevazione della superficie dell'acqua in tutti i punti del bacino S , indipendentemente dalla sua estensione. Alcuni autori tuttavia hanno osservato un diverso andamento. Recentemente Reef et al. (2020), utilizzando un approccio numerico, hanno evidenziato che al crescere della dimensione del bacino lagunare il prisma di marea tende ad un valore asintotico.

Il prisma di marea quindi può differire da quello ricavato in maniera approssimata con la (4.2) per diverse ragioni, in gran parte legate agli effetti di propagazione che diventano più evidenti in bacini lagunari di grandi dimensioni, che determinano una forte

deformazione dell'onda di marea (Umgiesser et al., 2015). In più, interventi antropici come il dragaggio dei canali, il riempimento o l'arginatura di aree interne al bacino o la stabilizzazione delle bocche mediante moli, possono causare variazioni del prisma di marea. Tali cambiamenti inducono delle modifiche idrodinamiche al flusso e al trasporto dei sedimenti su diverse scale temporali, e determinano importanti effetti morfologici anche sul medio-lungo periodo (Silva et al., 2020).

Spesso anche la relazione (4.1) viene utilizzata per calcolare in maniera inversa il prisma, ammettendo quindi che la sezione trasversale della bocca abbia raggiunto una condizione di equilibrio per il sistema, anche quando non è realmente così (Powell et al., 2006; Petti et al., 2020). Può infatti accadere che, a seguito ad esempio di un intervento antropico, la condizione di equilibrio della bocca possa cambiare rispetto a quella iniziale, ma i tempi morfologici necessari al raggiungimento del nuovo assetto possono richiedere anche decine di anni a partire dalla causa perturbatrice. Pertanto quella che si ritiene essere una configurazione di equilibrio in realtà può ancora essere uno stato di transizione, come testimonia il caso della bocca di Lignano, in cui il prisma di marea è rimasto sostanzialmente invariato nonostante la sezione trasversale sia fortemente cambiata. Risulta quindi ancor più importante conoscere la legge idrodinamica che governa la dipendenza del prisma dalle caratteristiche geometriche e dinamiche del bacino e della bocca.

4.1.1. Il coefficiente riduttore di Marchi

Un tentativo per cercare di tenere conto degli effetti di propagazione della marea all'interno del bacino e quindi delle differenze tra i livelli dell'acqua dovuti al ritardo della marea nelle parti più lontane rispetto ai punti sulla bocca, è stato fatto da Marchi (1990), che ha introdotto un coefficiente riduttore da applicare al secondo termine dell'equazione (4.2), trascurando ancora le dissipazioni al fondo. L'autore fa riferimento ad uno schema idealizzato con un bacino lagunare dalla forma semicircolare di raggio r_0 connesso al mare aperto mediante un canale rettilineo di sezione rettangolare (D'Alpaos et al., 2009); sulla base di tale geometria semplificata, Marchi ricava il prisma con la relazione:

$$P = \varphi \cdot 2a_m \cdot S \quad (4.3)$$

dove φ è un coefficiente di riduzione ottenuto integrando la variazione dell'elevazione della superficie come funzione della distanza tra i punti interni al bacino e la bocca lagunare, ed ha l'espressione:

$$\varphi = \left(\frac{2c_l^2}{\omega^2 r_0^2} \right) \left[\cos \left(\frac{\omega r_0}{c_l} \right) + \left(\frac{\omega r_0}{c_l} \right) \sin \left(\frac{\omega r_0}{c_l} \right) - 1 \right] \quad (4.4)$$

ω è la pulsazione della marea assunta come un'oscillazione e c_l è la velocità relativa di propagazione all'interno del bacino lagunare.

Il coefficiente di riduzione può essere considerato come un parametro scala che permette di risolvere un problema complesso per mezzo di un semplice modello cinematico; tiene conto solamente degli effetti della propagazione nel canale e assume un valore uniforme del livello della marea nel bacino. In questo senso, un approccio 1D può essere utilizzato al posto di un approccio 2DH, sicuramente più complesso del primo. Il valore del coefficiente ϕ è minore di 1 e tende all'unità quando la dimensione del bacino lagunare è molto inferiore alla lunghezza d'onda di marea.

4.2. Indagini numeriche

Con l'obiettivo di eseguire un'analisi di sensitività al fine di comprendere quali parametri geometrici e fisici influiscano maggiormente sull'entità del prisma, si è deciso di realizzare un modello numerico idealizzato del sistema mare-canale-laguna, similmente a quanto già fatto prima da altri autori (Tambroni e Seminara, 2006; Marchi, 1990; Reef et al., 2020). Uno schema così semplificato può risultare uno strumento utile e comodo per analizzare la relazione $A-P$, poiché permette di far variare in modo controllato più grandezze e di indentificare quindi i parametri che maggiormente influenzano i valori del prisma. Il dominio riprodotto, rappresentato in Figura 4.1, consiste in due rettangoli, rappresentanti rispettivamente il bacino lagunare e il mare aperto, connessi tra loro da un canale rettilineo di sezione trapezoidale.

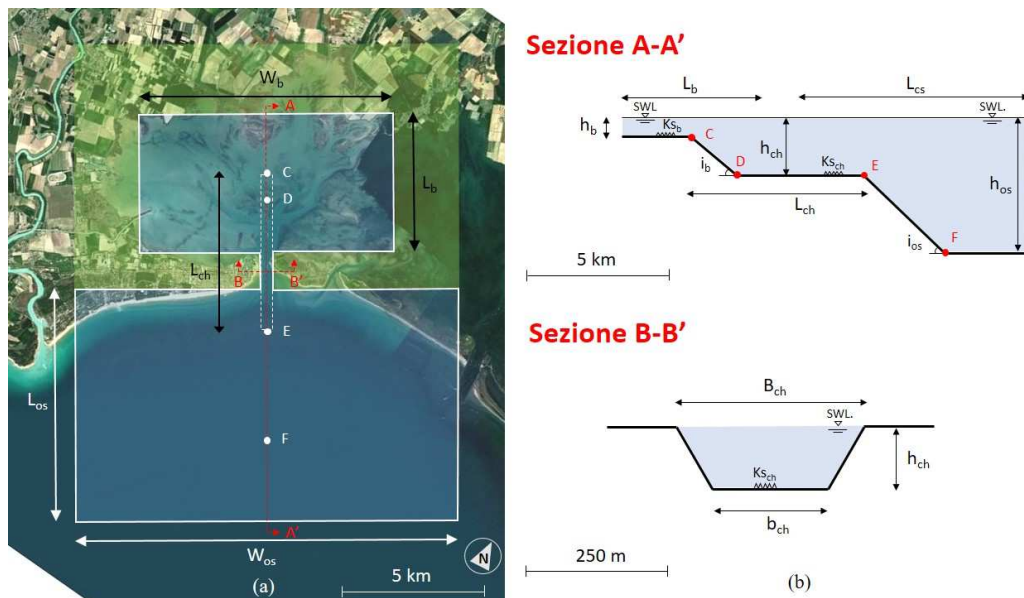


Figura 4.1: Modello idealizzato (a) del sistema mare-canale-laguna e (b) sezione longitudinale dell'intero dominio (A-A') e sezione trasversale del canale (B-B'), in cui sono riportate le principali caratteristiche geometriche.

In particolare, le dimensioni e le principali caratteristiche geometriche del dominio idealizzato sono state scelte sulla base della morfologia del bacino afferente alla bocca di Lignano (Fontolan et al., 2012) e il suo collegamento con il mare. Tale configurazione è stata assunta come base e utilizzata in un primo set di simulazioni.

La parte di dominio che definisce il mare aperto presenta verso il largo una profondità costante di 40 m, che si mantiene per un tratto oltre il quale il fondale si riduce verso costa seguendo un piano inclinato avente una pendenza del fondo (i_{os}) di 1/100, tipico valore del Nord Adriatico nella fascia più prossima alla costa. Il tratto di canale che rappresenta la bocca, è lungo 250 m (L_{in}), ha una larghezza in sommità di 300 m (B_{ch}) ed una profondità di 7 m (h_{ch}), valore quest'ultimo ottenuto come profondità media lungo il profilo longitudinale reale del canale di Lignano. Nello schema semplificato, il canale entra nel bacino lagunare per circa 2.4 km, senza ramificazioni e dunque gli compete complessivamente una lunghezza L_{ch} di circa 4 km. L'estensione del bacino lagunare è di 50 km², con una larghezza W_b di 10 km, una lunghezza longitudinale L_b di 5 km, e una profondità uniforme h_b di 1.2 m, corrispondente alla profondità media del bacino di Lignano.

Il dominio è stato discretizzato con circa 100000 celle regolari di dimensione variabile da 10 a 200 m, dove gli elementi più piccoli sono stati usati per rappresentare la bocca e il canale di accesso, in modo tale da assicurare una risoluzione più alta del campo idrodinamico dove si verifica una maggiore variabilità.

A partire da tale configurazione sono state successivamente effettuate diverse simulazioni applicando come forzante esterna, in questa fase, solamente la marea, e tenendo un fondo fisso, dunque ignorando per il momento gli effetti del moto ondoso e del trasporto dei sedimenti. Sono stati utilizzati sia un modello idrodinamico 1D che quello completo 2DH.

4.2.1. Modello 1D

Il modello 1D si basa sui bilanci di massa e della quantità di moto scritti a cavallo della bocca, come proposto da Marchi (1990) e riportato da D'Alpaos et al. (2009). Con riferimento allo schema di Figura 4.2, si considera la lunghezza L della porzione del canale compresa tra le due aree che rappresentano il bacino lagunare e il mare aperto, nel quale il flusso dal mare aperto verso la laguna si sviluppa nella direzione positiva della x . Si assume che all'interno del bacino lagunare la superficie libera sia ovunque orizzontale.

4. Prisma di marea: il ruolo dell'estensione del bacino, dell'attrito al fondo e della sezione trasversale della bocca

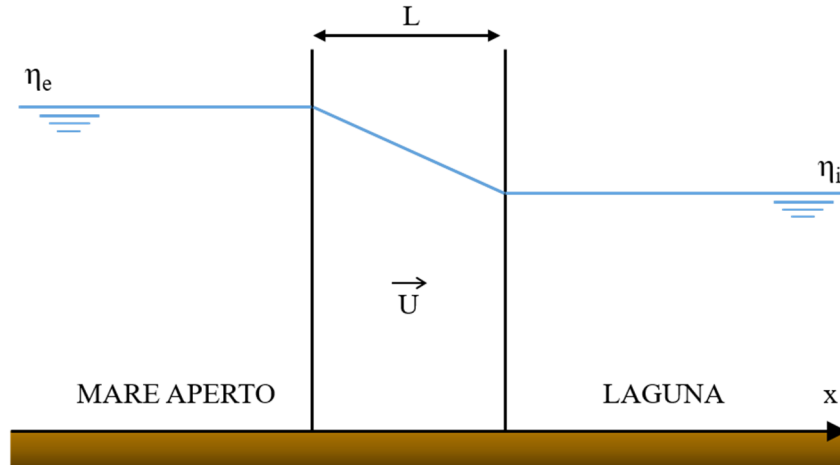


Figura 4.2: Schema di riferimento per la modellazione 1D.

Indicando con T il periodo di marea e con c la sua celerità di propagazione all'interno del canale, si può assumere che le variazioni spaziali della velocità media U della corrente lungo il canale stesso siano trascurabili, poiché è sempre verificata la condizione $L \ll cT$. Questo consente di ritenere costante U lungo tutto il canale.

Viene scritta l'equazione di bilancio della quantità di moto, considerando le sole perdite distribuite lungo il canale e trascurando, o inglobandole in una lunghezza equivalente, quelle concentrate:

$$\eta_e(t) - \eta_i(t) = \frac{L}{g} \frac{dU(t)}{dt} + \frac{\lambda}{4R} L \cdot \frac{U(t)|U(t)|}{2g} \quad (4.5)$$

dove:

$$\frac{\lambda}{4R} L = \frac{2gL}{k_s^2 R^{4/3}} \quad (4.6)$$

λ è il coefficiente delle perdite distribuite, R è il raggio idraulico, k_s il coefficiente di scabrezza di Gauckler-Strickler, η_i il livello interno in laguna e η_e il livello di marea esterno in mare aperto, espresso come una forzante sinusoidale:

$$\eta_e = a_m \cdot \text{sen}(\omega t) \quad (4.7)$$

essendo a_m l'ampiezza di marea esterna e ω la pulsazione con riferimento al periodo T della marea, pari in questo caso a 12 ore.

Risulta quindi:

$$\eta_e(t) - \eta_i(t) = \frac{L}{g} \frac{dU(t)}{dt} + \frac{L \cdot U(t)|U(t)|}{k_s^2 R^{4/3}} \quad (4.8)$$

All'equazione della quantità di moto va poi aggiunta l'equazione di continuità:

$$\frac{dV}{dt} = A \cdot U \quad (4.9)$$

che, discretizzata alle differenze finite, permette di esprimere la velocità U in funzione di η e di calcolare il valore della velocità all'istante j :

$$U(j) = \frac{S}{A} \cdot \frac{\eta_i(j) - \eta_i(j-1)}{dt} \quad (4.10)$$

L'equazione della quantità di moto è stata quindi discretizzata con una tecnica alle differenze finite al primo ordine per il calcolo del livello interno all'istante j :

$$\eta_i(j) = 2\eta_i(j-1) - \eta_i(j-2) - \frac{Ag}{L S} (\eta_e(j-2) - \eta_i(j-1)) dt^2 - \frac{gS}{k_s^2 R^{4/3} A} \cdot (\eta_i(j-1) - \eta_i(j-2)) |(\eta_i(j-1) - \eta_i(j-2))| \quad (4.11)$$

dove A è la sezione trasversale della bocca lagunare.

Successivamente, dal valore della velocità U , si ottengono la portata Q

$$Q(j) = U(j) \cdot (h + \eta_i(j)) \cdot b \quad (4.12)$$

ed il volume V

$$V(j) = V(j-1) + S \cdot (\eta_i(j) - \eta_i(j-1)) \quad (4.13)$$

mediante cui è possibile il calcolo del prisma di marea attraverso la sezione A come sommatoria della portata durante la fase di flusso, o di riflusso, di marea.

4.2.2. Modello 2DH

La *mesh* di calcolo utilizzata ha come contorni quelli del dominio semplificato di Figura 4.1. Come unica forzante esterna è stata presa una marea con periodo T pari a 12 ore e ampiezza $a_m \pm 0.40$ m, rappresentata mediante un'unica oscillazione armonica. Il valore dell'ampiezza fa riferimento all'escursione di marea media astronomica tipica del Nord Adriatico, come riportato da Dorigo (1965) e confermata da un'analisi *zero-crossing* precedentemente condotta sui dati di alcune stazioni mareografiche prossime alla laguna (Petti et al., 2018).

Nel Mar Adriatico la marea evolve in senso antiorario, pertanto l'oscillazione è stata assegnata sul lato est del dominio di calcolo. Ai lati della *mesh* in corrispondenza della terra ferma e al lato sud in mare aperto, una volta accertata la non influenza sul dominio di interesse, è stata applicata una condizione al contorno di parete. Seguendo l'approccio

teorico di Marchi (1990), è stato applicato un unico coefficiente di scabrezza al fondo di Gauckler-Strickler pari a $40 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$ nel canale (K_{sch}) e nel bacino (K_{sb}).

4.3. Simulazioni sul dominio semplificato

4.3.1. I “test 0”

A partire dalla configurazione di base descritta precedentemente, denominata *test 0*, sono state effettuate numerose simulazioni, modificando di volta in volta diversi parametri riguardanti sia il canale di ingresso in laguna che il bacino lagunare. Una prima serie di test è stata condotta su sei diverse configurazioni del bacino lagunare, ottenute tenendone fissa la larghezza W_b a 10 km e variandone la lunghezza L_b da un valore minimo di 2.5 km ad uno massimo di 20 km.

La lista dei relativi test è riportata in Tabella 4.2. In questo modo si sono ottenuti sei valori di superficie del bacino lagunare S_b : questa prima scelta è stata effettuata allo scopo di verificare se sussista effettivamente o meno la dipendenza lineare tra il prisma e l'estensione del bacino per una data ampiezza di marea, secondo la relazione (4.2), ed eventualmente determinare l'intervallo di validità in cui tale equazione può essere applicata per un'assegnata bocca.

Tabella 4.2: Lista dei test eseguiti con i parametri della configurazione base, denominate *test 0*, al variare della dimensione del bacino. I simboli si riferiscono alla Figura 4.1.

Test	K_{sb} $\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$	K_{sch} $\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$	h_b m	h_{ch} m	B_{ch} m	A m^2	$L_{ch,b}$ km	W_b km	L_b km
test 0_25	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	2.5
test 0_50	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	5.0
test 0_75	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	7.5
test 0_100	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	10
test 0_150	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	15
test 0_200	40	40	1.2	7	250	1750	2.4	10	20

4.3.2. Configurazioni delle simulazioni

Una volta definite le configurazioni corrispondenti ai *test 0* è stato eseguito un secondo set di simulazioni cambiando sia parametri del bacino lagunare che della bocca, secondo quanto riportato in Tabella 4.3.

Tabella 4.3: Lista dei test eseguiti con diverse combinazioni sia dei parametri del bacino che del canale. I simboli fanno riferimento alla Figura 4.1.

Test	K_{S_b} $m^{1/3}s^{-1}$	$K_{S_{ch}}$ $m^{1/3}s^{-1}$	h_b m	h_{ch} m	B_{ch} m	A m^2	L_{ch_b} km	S_b25 10x2.5 km ²	S_b50 10x5 km ²	S_b100 10x10 km ²	S_b200 10x20 km ²
test 1	35	35	1.2	7	300	1750	2.4	test 1_25	test 1_50	test 1_100	test 1_200
test 2	30	30	1.2	7	300	1750	2.4	test 2_25	test 2_50	test 2_100	test 2_200
test 3	25	25	1.2	7	300	1750	2.4	test 3_25	test 3_50	test 3_100	test 3_200
test 4	35	40	1.2	7	300	1750	2.4	-	test 4_50	test 4_100	-
test 5	30	40	1.2	7	300	1750	2.4	-	test 5_50	test 5_100	-
test 6	25	40	1.2	7	300	1750	2.4	-	test 6_50	test 6_100	-
test 7	40	40	1.2	7	300	1750	= L_b	-	test 7_50	test 7_100	-
test 8	30	40	1.2	7	300	1750	= L_b	-	test 8_50	test 8_100	-
test 9	25	40	1.2	7	300	1750	= L_b	-	test 9_50	test 9_100	-
test 10	40	40	1.2	5	300	1250	2.4	-	test 10_50	test 10_100	-
test 11	40	40	1.2	9	300	2250	2.4	-	test 11_50	test 11_100	-
test 12	40	40	1.2	11	300	2750	2.4	-	test 12_50	test 12_100	-
test 13	40	40	1.2	7	600	3850	2.4	test 13_25	test 13_50	test 13_100	-
test 14	40	40	1.2	7	1000	6650	2.4	-	test 14_50	test 14_100	test 14_200
test 15	40	40	7	7	300	1750	2.4	-	test 15_50	test 15_100	test 15_200
test 16	40	40	7	7	1000	6650	2.4	-	test 16_50	test 16_100	test 16_200

In particolare sono state modificate le seguenti grandezze: il coefficiente di Gauckler-Strickler e le profondità sia del bacino che del canale; la larghezza e la profondità della bocca e quindi la corrispondente sezione trasversale; la lunghezza della parte di canale entrante in laguna L_{ch_b} . In alcuni casi, quest'ultimo parametro è stato assunto pari all'intera dimensione longitudinale del bacino lagunare L_b , allo scopo di capire l'influenza dello stesso sulla propagazione della marea all'interno del bacino. La variazione dei parametri di cui sopra non è stata considerata per tutte le estensioni del bacino lagunare valutate nella fase 0 dei test. Sono state infatti selezionate solo le superfici di 25 km², 50 km², 100 km² e 200 km² e tra esse le due configurazioni S_b50 e S_b100 sono complete nelle diverse combinazioni di parametri analizzati per determinarne l'influenza sul prisma di marea ed avere un confronto relativo. Il motivo di questa scelta è principalmente legato al parallelismo tra le geometrie dei due bacini schematizzati e quelli reali di bocche appartenenti alle due principali lagune italiane: la configurazione S_b50 richiama, come anticipato all'inizio, il bacino afferente alla bocca di Lignano, mentre la S_b100 può essere considerata rappresentativa di un bacino più grande, come per esempio quello di Malamocco facente parte della Laguna di Venezia.

4.4. Analisi di sensitività: calcolo del prisma di marea

Per ognuna delle simulazioni riportate in Tabella 4.2 e 4.3, è stato calcolato il prisma di marea integrando la portata attraverso la sezione trasversale della bocca, durante un'oscillazione sinusoidale di marea. Questi valori sono stati confrontati con quelli ottenuti sia dall'applicazione della semplice relazione (4.2) che per mezzo dello schema cinematico 1D proposto da Marchi (1990). In quest'ultimo caso è stato considerato anche il coefficiente riduttore introdotto da Marchi: in particolare, tale coefficiente è stato definito attraverso l'equazione (4.3) assumendo però la geometria rettangolare del bacino, riprodotta nel modello, piuttosto che quella semicircolare proposta dall'autore.

Al fine di confrontare nello specifico il prisma di marea ottenuto con la modellazione 2DH e quello derivante dallo schema cinematico 1D, è stato introdotto un nuovo parametro definito come rapporto tra i prismi così calcolati. Nel seguito esso viene indicato come coefficiente riduttore dinamico, a sottolineare che la differenza sostanziale tra i due approcci è legata al fenomeno di propagazione della marea all'interno del bacino, per il quale si possono generare delle differenze di livello che il metodo di Marchi non può cogliere.

Di seguito vengono riportati i risultati per i differenti gruppi di simulazioni: il primo che considera la variazione della lunghezza longitudinale dal bacino e dunque della sua estensione mantenendo fissa la geometria della bocca; il secondo che identifica diverse combinazioni dei parametri idrodinamici che riguardano sia il canale che il bacino.

4.4.1. Variazione della lunghezza del bacino

Il set di simulazioni definito in Tabella 4.2 è stato effettuato per mezzo della modellazione 2DH applicata alla configurazione 0 di base, allo scopo di analizzare la variazione del prisma di marea mantenendo però inalterata la sezione trasversale della bocca e variando solamente la lunghezza del bacino lagunare. I risultati sono riportati in Figura 4.3, dove i valori del prisma di marea sono stati plottati in funzione dell'estensione del bacino.

In particolare sono mostrate tre curve nel grafico, che mettono a confronto i valori del prisma determinati mediante la modellazione 2DH, l'approccio 1D e come prima approssimazione attraverso l'equazione (4.2). Come può essere osservato, ci sono importanti differenze tra i rispettivi valori all'aumentare della superficie del bacino. L'equazione (4.2) e l'approccio 1D forniscono valori quasi coincidenti nella prima parte delle curve, fintanto che la dimensione del bacino non supera un certo valore e quindi gli effetti della propagazione non possono più essere trascurati. Seppure in maniera molto semplificata, anche il modello 1D tiene conto in parte dei meccanismi di propagazione attraverso il coefficiente riduttore, che limita la crescita del prisma per le estensioni maggiori del bacino.

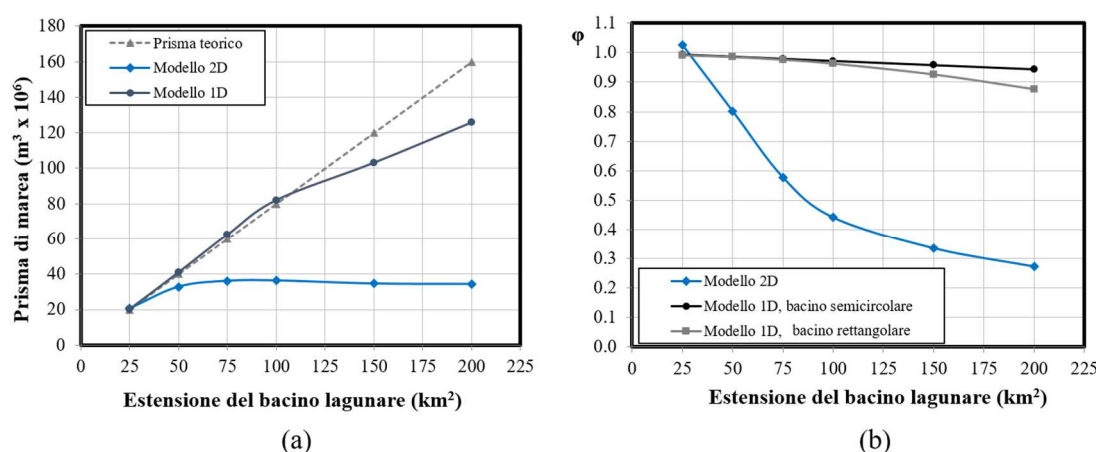


Figura 4.3: Curve che mostrano (a) il prisma di marea ottenuto variando l'estensione della superficie del bacino, derivato dall'equazione (4.2) (linea grigia tratteggiata), dal modello 1D (linea nera continua), e dal modello 2DH (linea blu continua), e (b) il trend del coefficiente riduttore calcolato con il modello 1D considerando un bacino semicircolare (linea nera continua), un bacino rettangolare (linea grigia continua) e quello calcolato col modello 2DH (linea blu continua).

La Figura 4.3(b) conferma tale trend, mostrando che il coefficiente è minore di uno e decresce leggermente all'aumentare della lunghezza longitudinale del bacino, e quindi della distanza dalla bocca.

Al contrario, invece, il coefficiente riduttore dinamico (curva blu) calcolato come rapporto tra il prisma ottenuto dal modello 2DH e mediante metodo cinematico, assume valori molto minori del coefficiente riduttore. Questo influenza l'andamento in Figura 4.3(a) della corrispondente curva, che mostra valori del prisma decisamente inferiori agli altri due, evidenziando inoltre la tendenza ad un valore asintotico, con un trend pressoché orizzontale nella parte terminale. Questo significa che il prisma non può crescere indefinitamente all'aumentare della superficie del bacino, ma sembra raggiungere un valore soglia verosimilmente legato alle differenze di livello che si vengono a generare all'interno del bacino durante la propagazione.

4.4.2. Variazione dell'attrito al fondo, delle dimensioni del canale e della profondità del bacino

La discrepanza tra i prismi valutati con modello 2DH e quelli con approccio semplificato sono tanto più evidenti all'aumentare dell'estensione del bacino, ma dipendono, oltre che dalle caratteristiche della laguna, anche da quelle idrodinamiche della bocca, come suggerito dalla relazione (4.1). A verifica di questo, è stata eseguita un'analisi di sensitività variando alcuni parametri riguardanti la geometria sia del canale della bocca che del bacino, così come il coefficiente di attrito al fondo. Per quest'ultimo caso, in ogni configurazione della Tabella 4.2, sono stati assegnati uniformemente sull'intero dominio diversi coefficienti di Gauckler-Strickler, scegliendo in un intervallo

di valori compatibili con quelli proposti in letteratura sia per la Laguna di Venezia (Tambroni e Seminara, 2006) che per quella di Marano e Grado (Petti et al., 2018).

I test corrispondenti sono stati denominati test 1, test 2 e test 3 e i risultati relativi sono riportati in Figura 4.4, che mostra la dipendenza del prisma di marea non solo dalla superficie del bacino ma anche dall'attrito al fondo.

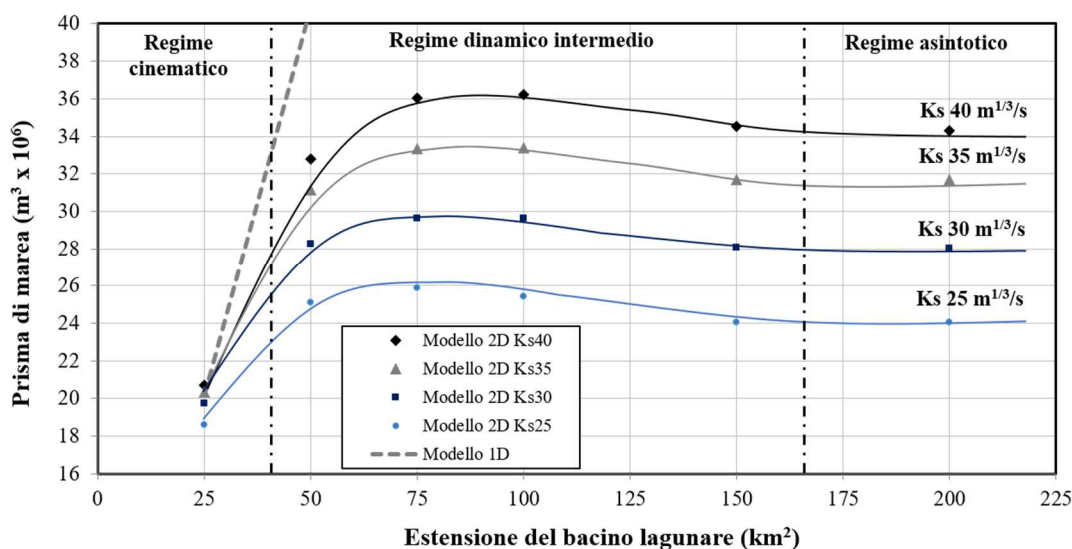


Figura 4.4: Curve che mostrano l'andamento del prisma di marea derivante dal modello 2DH con variazioni nell'estensione del bacino lagunare e per diversi valori del coefficiente di Gauckler-Strickler assunto uniforme sull'intero dominio. Sono evidenziati i tre diversi regimi, che mostrano diversi comportamenti della relazione tra il prisma e l'estensione del bacino.

L'andamento delle curve nei vari casi è molto simile a quello già osservato nella Figura 4.3(a) per la *test 0*, ma è evidente che il valore asintotico, al quale il prisma tende, si abbassa al diminuire della conduttanza, e quindi al crescere della resistenza. Questo significa che la resistenza al fondo può giocare un ruolo importante sull'entità del prisma di marea, per una assegnata superficie del bacino e che, al crescere della sua estensione, le differenze con i valori ottenuti attraverso la relazione semplificata (4.2) o il modello 1D diventano considerevoli.

A tale riguardo sono riconoscibili tre diversi regimi, ognuno corrispondente a diverse parti delle curve sopra menzionate: un regime cinematico, valido per estensioni limitate del bacino lagunare e che coincide con la prima parte rettilinea dei vari trend, caratterizzato da una crescita lineare del prisma in funzione della superficie del bacino, come suggerito dall'equazione (4.2) e risultante dalla modellazione 1D; un regime asintotico, che si stabilizza per bacini caratterizzati da ampie dimensioni per le quali il prisma tende ad un limite superiore e rimane pressoché costante anche al crescere della superficie lagunare; infine un regime dinamico che si può definire intermedio, nella transizione tra i primi due.

Per una data ampiezza di marea, il trend lineare è confermato dunque per piccoli bacini, per i quali vale l'ipotesi di superficie libera uniforme all'interno del bacino. Le

bocche della Laguna di Marano e Grado e della Laguna di Venezia hanno un'estensione che ricade, per una marea di ampiezza media, nel range di validità del regime intermedio (Tambroni e Seminara, 2006; Fontolan et al., 2007). Va precisato tuttavia che le curve di Figura 4.3 sono state determinate per una geometria fissa della bocca lagunare.

Con lo scopo di verificare quali parametri influenzano maggiormente il prisma in tale regime, sono state create diverse configurazioni (dal test 4 al test 16), in particolare per i due bacini con estensione di 50 km² e 100 km². I risultati dei test effettuati è riportata nella Tabella 4.4, che specifica i valori del prisma ottenuti con la modellazione 2DH e la variazione percentuale rispetto al valore del prisma calcolato nella configurazione base (*test 0*).

Tabella 4.4: Valori del prisma ottenuti con un modello 2DH per i diversi test eseguiti (riferimento in Tabella 4.3) e variazione percentuale del prisma rispetto al test 0 (i cui parametri di simulazione sono specificati nella Tabella 4.2).

Test	S _{b25}		S _{b50}		S _{b100}		S _{b200}	
	<i>P</i> (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{test0}$ (%)	<i>P</i> (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{test0}$ (%)	<i>P</i> (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{test0}$ (%)	<i>P</i> (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{test0}$ (%)
test 0	20.70		32.79		36.23		34.30	
test 1	20.08	-3.0	30.92	-5.7	33.00	-8.9	30.84	-10.1
test 2	19.64	-5.1	27.99	-14.8	29.17	-19.5	27.23	-20.6
test 3	18.47	-10.7	25.10	-23.5	24.94	-31.2	23.34	-32.0
test 4	-	-	32.55	-0.8	35.29	-2.6	-	-
test 5	-	-	32.06	-2.2	34.31	-5.3	-	-
test 6	-	-	30.54	-6.9	31.98	-11.7	-	-
test 7	-	-	33.58	2.4	38.31	5.7	-	-
test 8	-	-	33.12	1.0	37.09	2.4	-	-
test 9	-	-	31.51	-3.9	35.98	-0.7	-	-
test 10	-	-	24.04	-26.7	25.28	-30.2	-	-
test 11	-	-	37.75	15.1	43.15	19.1	-	-
test 12	-	-	40.44	23.3	50.23	38.7	-	-
test 13	20.89	0.9	41.39	26.2	55.44	53.0	-	-
test 14	-	-	41.98	28.0	65.94	82.0	61.40	79.0
test 15	-	-	35.28	7.6	36.17	-0.2	41.57	21.2
test 16	-	-	42.32	29.1	86.31	138.2	139.99	308.2

Nei test 4, 5 e 6 è stato approfondito un ulteriore aspetto riguardante la resistenza al fondo, nello specifico l'importanza relativa tra la scabrezza equivalente del canale e quella del bacino lagunare, che possono essere anche sensibilmente diversi fra loro per la presenza all'interno della laguna di morfologie complesse, estese piane di marea, vegetazione o forme di fondo (Petti et al., 2018). Questi test, confrontati coi precedenti test 1, 2 e 3, considerano due differenti valori del coefficiente di Gauckler-Strickler attribuiti rispettivamente al canale e al bacino, tenuto conto anche della maggiore profondità che caratterizza i canali stessi. I risultati sono messi a confronto nella Figura 4.5.

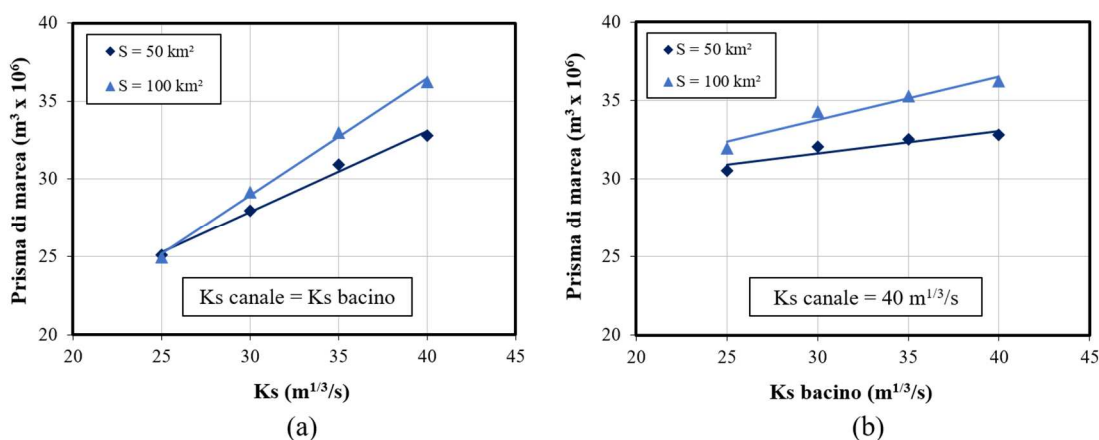


Figura 4.5: Prisma di marea 2DH per il bacino lagunare di 50 km² (blu scuro) e 100 km² (blu chiaro) con (a) un valore uniforme del coefficiente di Gauckler-Strickler nell'intero dominio, o (b) per diversi valori nel canale e nel bacino.

La riduzione del valore del prisma di marea dovuta alle dissipazioni per attrito al fondo è maggiore quando il coefficiente di Gauckler-Strickler è minore sia nel canale che nel bacino, con una variazione rispetto al valore iniziale della configurazione base (*test 0*) fino al 30%, come mostrato in Tabella 4.4. Dall'altro lato, pur considerando un valore di resistenza maggiore solamente all'interno del bacino, la riduzione del prisma rimane comunque più limitata rispetto al caso di scabrezza uniforme, con variazioni percentuali del 5-10%. Questo sottolinea l'importanza, da un punto di vista idrodinamico, del canale entrante in laguna, in quanto convoglia e agevola il flusso di marea verso il bacino e quindi il volume d'acqua scambiato col mare aperto.

Tuttavia, il ruolo del canale nel consentire la propagazione della marea nel bacino sembra dipendere debolmente dalla sua lunghezza. Nei test 7, 8 e 9 la lunghezza del canale nella parte interna al bacino è stata impostata pari all'intera dimensione longitudinale del bacino, allo scopo di verificare se il valore del prisma possa essere modificato da una diversa resistenza al flusso. Confrontando i risultati in queste configurazioni con i precedenti casi caratterizzati da una lunghezza interna del canale $L_{ch,b}$ pari a 2.4 km (test 0, 5 e 6 rispettivamente), l'incremento del prisma è mediamente pari al 3% per il bacino di 50 km², mentre per il bacino di 100 km² è vicina al 9%.

Il ruolo del canale principale nella propagazione del flusso di marea è già emerso da precedenti analisi che hanno portato diversi autori a ricercare una relazione tra il prisma e le caratteristiche della sezione trasversale della bocca, trascurando però ciò che avviene nel bacino lagunare. Alla luce di questo, sono state realizzate altre configurazioni del modello semplificato, nelle quali sono state variate le dimensioni geometriche della bocca e del canale, per capire meglio gli effetti sul prisma. Nei test 10-14 è stata modificata la profondità o la larghezza della bocca e di conseguenza la sezione trasversale.

In Figura 4.6 sono riportati i risultati e si vede che la larghezza del canale influenza sensibilmente il prisma, che tende ad aumentare fino ad un valore massimo, corrispondente alla soglia limite per un'assegnata superficie del bacino, fornita dal modello 1D.

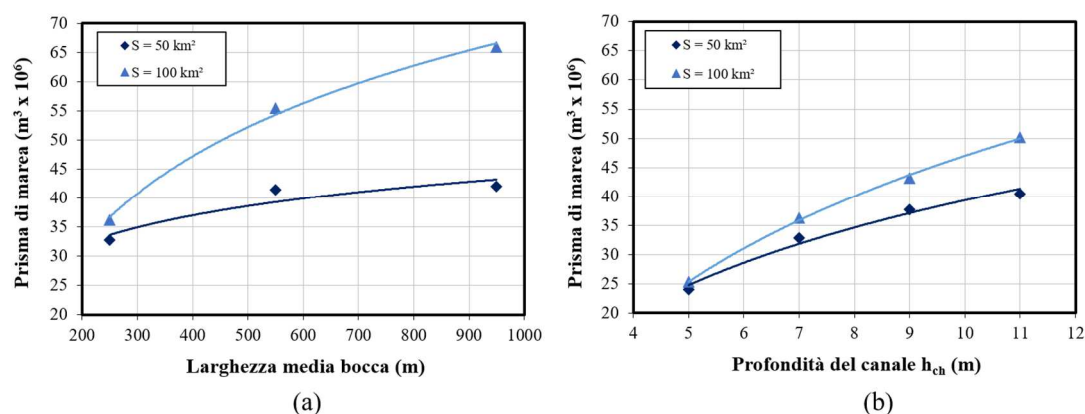


Figura 4.6: Andamento del prisma dal modello 2DH per il bacino lagunare di 50 km² (blu scuro) e 100 km² (blu chiaro) con (a) variazione della larghezza media della bocca e (b) della profondità del canale h_{ch} .

In questo caso e per i valori assunti per la larghezza della bocca, la variazione percentuale del prisma in confronto alla configurazione base è molto alta, attorno al 26-28% per il bacino S_b50 e del 53-82% per il bacino S_b100 . Anche la profondità del canale influenza il prisma, anche se in maniera minore rispetto alla larghezza, specialmente per il bacino S_b100 . La variazione percentuale nelle due configurazioni raggiunge rispettivamente i valori del 26% e 38%.

Anche la profondità del bacino condiziona il valore del prisma e questo è stato verificato con i due test 15 e 16. La profondità del bacino è stata posta in entrambi i casi pari a quella del canale, passando da 1.2 m a 7 m: nel primo caso (test 15) la larghezza della bocca è la stessa della configurazione base, e il prisma aumenta leggermente sia nel dominio S_b50 che S_b100 ; al contrario, l'incremento è considerevole se la bocca viene allargata, come ipotizzato nel test 16. In quest'ultimo caso, i valori del prisma sono prossimi a quelli calcolati mediante il modello 1D, cioè approssimativamente $41 \cdot 10^6 m^3$ e $82 \cdot 10^6 m^3$ per le due rispettive configurazioni.

4.5. Confronto col dominio reale della bocca di Lignano

Come già illustrato al Capitolo 2, negli ultimi quarant'anni la bocca di Lignano ha subito sostanziali cambiamenti morfologici a seguito della costruzione della darsena del porto di Punta Faro; la larghezza della bocca si è dimezzata, e la sezione trasversale della stessa ha subito un decremento del 30% rispetto alla condizione antecedente alla costruzione del molo. In un precedente lavoro, Petti et al. (2020) hanno analizzato l'evoluzione del deposito negli anni sia per mezzo di un'analisi di immagini storiche, che mediante una modellazione 2DH. Da tale studio è emerso che, nonostante l'importante riduzione della sezione della bocca, il valore del prisma è rimasto pressoché invariato rispetto alla configurazione di molo appena realizzato, e quindi in assenza del deposito sabbioso che ha provocato la riduzione della sezione. Si è inoltre evidenziato che l'attuale assetto della bocca potrebbe essere vicino ad una nuova condizione di equilibrio idrodinamico (Figura 4.7).



Figura 4.7: Confronto tra le linee di costa nel 1938 (linea bianca continua), nel 2019 (linea bianca tratteggiata) e di un'ipotetica condizione di equilibrio (linea rossa).

Questo sembra apparentemente in disaccordo coi risultati della configurazione S_{b50} in Figura 4.6(a), la quale suggerirebbe invece che dimezzando la larghezza della sezione, come accaduto di fatto per la bocca di Lignano, il prisma dovrebbe diminuire di circa il 26%.

Per cercare di comprendere i motivi di questa contraddizione, in una terza fase di simulazioni è stato utilizzato il dominio computazionale della bocca di Lignano e relativo bacino afferente, con lo scopo di stimare il prisma di marea nel caso reale e confrontarlo con i valori ottenuti per mezzo del modello basato sulla geometria semplificata.

Per questa ragione sono state utilizzate due configurazioni per la *mesh* reale, realizzate come in Petti et al. (2020) (Figura 4.8).

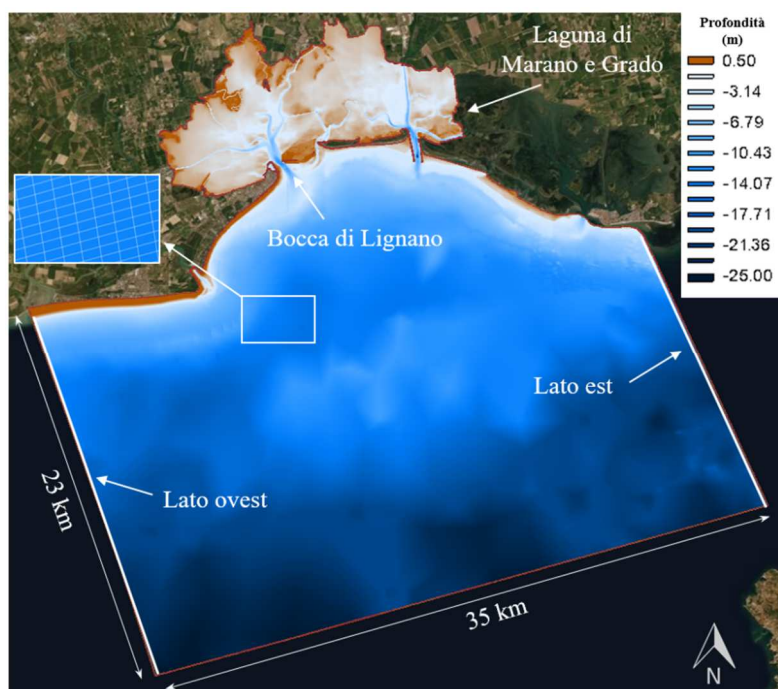


Figura 4.8: Dominio computazionale reale utilizzato per determinare il prisma della bocca di Lignano.

Il dominio computazionale copre parte della Laguna di Marano e Grado, in particolare quella afferente alla bocca di Lignano, ed una porzione del mare Adriatico prospiciente ad essa.

La prima *mesh* rappresenta la condizione appena dopo la realizzazione della darsena del Porto di Marina Punta Faro, quindi con una bocca più larga e la batimetria ottenuta dalla mappa idrografica del Magistrato delle Acque di Venezia (Dorigo, 1966); la seconda, invece, rappresenta la configurazione attuale, quindi con il deposito a ridosso del molo della darsena e la larghezza della bocca inferiore (Figura 4.9).

In entrambi i casi è stata utilizzata la medesima marea media sinusoidale per un totale di 48 ore di simulazione, come nei precedenti test. Il prisma di marea è stato calcolato integrando i flussi nella seconda oscillazione, da 24 a 48 ore, durante la quale si ritiene raggiunta la stabilità idrodinamica nell'intero dominio. Il modello semplificato è stato riadattato in maniera da renderlo quanto più possibile simile alle condizioni reali.

4. Prisma di marea: il ruolo dell'estensione del bacino, dell'attrito al fondo e della sezione trasversale della bocca

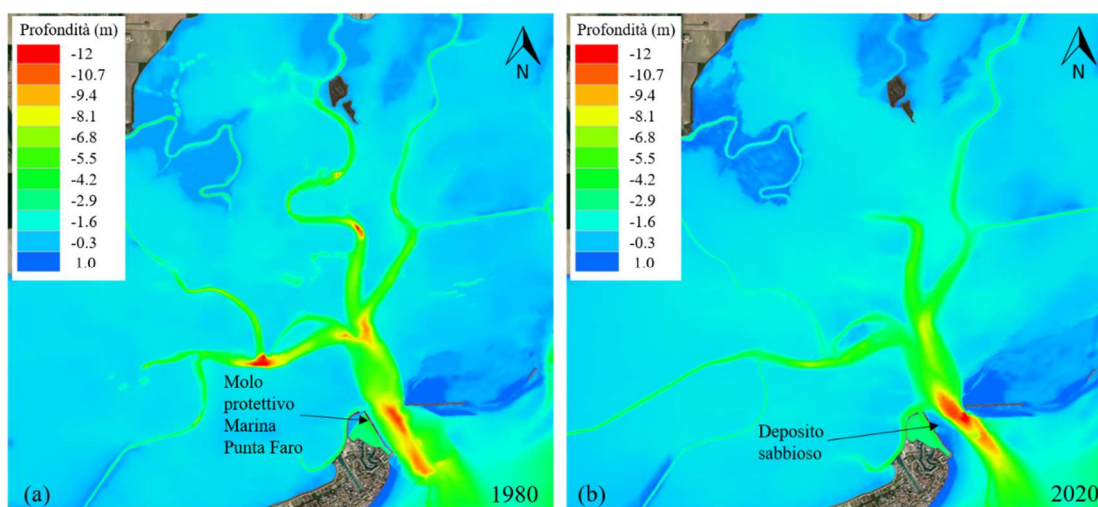


Figura 4.9: Dettaglio del dominio computazionale vicino alla bocca di Lignano, che mostra le profondità nella condizione (a) appena dopo la costruzione della darsena e (b) nella condizione corrente, in cui è indicato il deposito sabbioso formatosi negli anni.

Per il canale è stata mantenuta la sezione trasversale di forma trapezia e la configurazione rettilinea. Inoltre è stato calcolato un valore equivalente di k_s , effettuando una media pesata sulle aree dei diversi valori di scabrezza al fondo definiti sul dominio reale nel precedente studio di Petti et al. (2018). Il valore equivalente del coefficiente di Gauckler-Strickler così ottenuto è circa pari a $33 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, ed è stato assegnato uniformemente al bacino dalla geometria semplificata. I risultati sono riportati in Tabella 4.5, unitamente alla variazione percentuale del prisma confrontato con quello dell'anno 1980.

Tabella 4.5: Valori del prisma ottenuti col modello 2DH sul bacino schematico e sul dominio reale del bacino di Lignano con la configurazione riferita ai due anni riportati, e la variazione percentuale del prisma rispetto al 1980.

Anno	A (m ²)	Bacino schematico		Bacino reale	
		P (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{1980}$ (%)	P (m ³ x10 ⁶)	$\Delta P/P_{1980}$ (%)
1980	3300	36.4		33.4	
2020	2750	33.9	-6.9	35.0	4.7

Il confronto conferma che la variazione del prisma tra le due configurazioni, sia nel bacino schematizzato che nel dominio reale, è piccola e mediamente pari al 5.8% (in valore assoluto). La variazione percentuale presenta una differenza di segno nel caso in cui si consideri il bacino schematico o il bacino reale. Questo è probabilmente dovuto al fatto che nel bacino reale è modellata anche la bocca di Porto Buso, con il proprio bacino afferente. Come già evidenziato al Capitolo 2 risulta impossibile definire delle linee di partiacque per i bacini afferenti alle diverse bocche, e possono quindi verificarsi degli scambi d'acqua tra un bacino e l'altro. Nel bacino schematico, invece, è stato considerato

solamente il bacino afferente alla bocca di Lignano. Le differenze nei valori del prisma utilizzando il bacino schematico e quello reale, che risultano comunque contenute, possono quindi essere imputate a tale motivo. Alla luce di questo viene ritenuto significativo il confronto dei risultati utilizzando il bacino schematico e quello reale.

Per capire come questo si collega ai risultati precedentemente trovati, è stato realizzato un grafico a partire dai valori ottenuti. La Figura 4.10 mostra l'andamento del prisma di marea ottenuto dai test della Tabella 4.3 e Tabella 4.4 come funzione della sezione trasversale della bocca, sia per la configurazione S_b50 che S_b100 . Per omogeneità, sono stati considerati i test in cui k_s è stato assegnato come valore uniforme su tutto il dominio e pari a $40 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$.

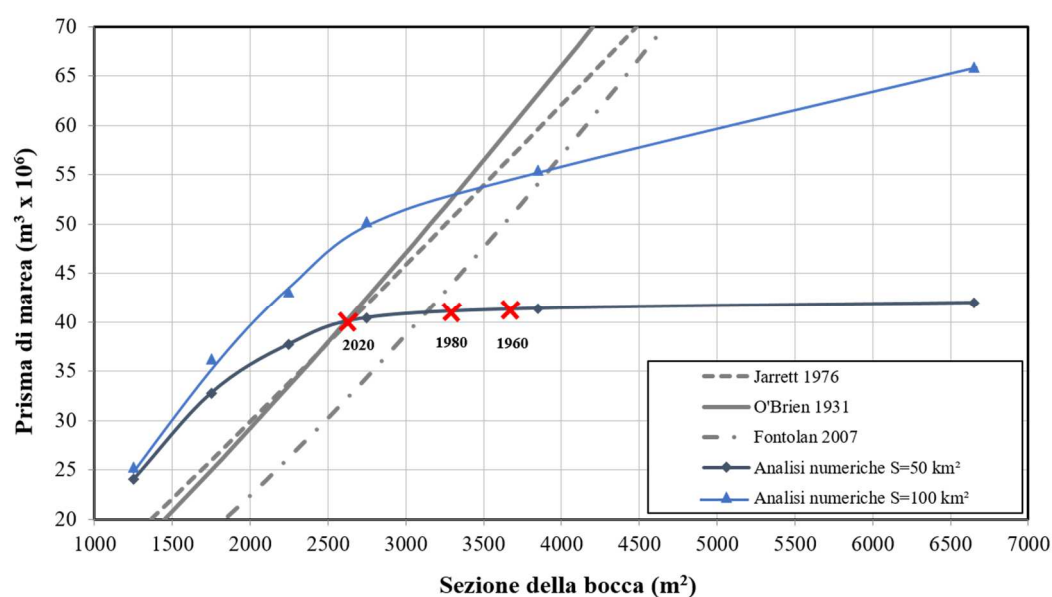


Figura 4.10: Andamento del prisma da modellazione 2DH per il bacino di 50 km^2 (blu scuro) e 100 km^2 (blu chiaro), come funzione della sezione trasversale della bocca. Le tre croci rosse corrispondono ai valori del prisma per la bocca di Lignano nei tre diversi anni. Le curve grigie sono le relazioni $A-P$ secondo gli autori specificati in legenda, i cui parametri sono riportati in Tabella 4.1.

Entrambe le curve, rispettivamente in blu scuro per S_b50 e blu chiaro per S_b100 , sono caratterizzate da un trend iniziale lineare che si raccorda poi ad un valore asintotico, che risulta più evidente per il caso S_b50 in cui il prisma raggiunge un dato prossimo a quello ottenuto con l'approccio 1D, come precedentemente discusso. Le tre croci rosse, posizionate sulla curva blu scuro, corrispondono ai valori del prisma che si avrebbero per le sezioni trasversali della bocca nei tre diversi anni: nel 1960, con la configurazione naturale prima della costruzione della darsena; nel 1980, appena dopo la costruzione della darsena; nel 2020, col deposito sabbioso a ridosso del molo protettivo. Sia la configurazione del 1960 che del 2020 possono essere considerate prossime ad una condizione di equilibrio, come già evidenziato da Petti et al. (2020). In particolare, la collocazione delle tre croci rosse sulla parte sub-orizzontale della curva indica che il prisma differisce solo di poco tra le relative configurazioni. La situazione attuale sembra

tuttavia una condizione limite, in quanto un ulteriore restringimento potrebbe portare ad una significativa riduzione del prisma.

In aggiunta, tale punto è situato all'intersezione della curva con le relazioni $A-P$ ottenute da O'Brien (1969, 1931) e Jarrett (1976), con i parametri specificati nella Tabella 4.1. Questo confermerebbe che l'attuale sezione trasversale della bocca di Lignano sia in equilibrio in relazione al valore del prisma anche da un punto di vista sperimentale. La relazione ricavata da Fontolan et al. (2007) fornisce un valore di equilibrio per la sezione della bocca prossimo a quello assunto dalla configurazione del 1980. Infatti, i coefficienti k e α dell'Equazione (4.1) sono relativi ad una condizione morfologica simile a quella del 2006 (visibile in Figura 2.22 e Figura 2.24), nella quale il deposito non aveva ancora interessato completamente l'intera zona prossima al molo ma solo una porzione limitata di essa, per cui si può ritenere tale configurazione più simile a quella del 1980 subito dopo la costruzione della darsena.

La sovrapposizione delle curve farebbe dunque pensare al raggiungimento di una nuova condizione morfologicamente stabile. Tuttavia, è da evidenziare che se il restringimento continuasse, anche a seguito di interventi antropici sulla bocca, il prisma potrebbe ridursi, influenzando l'equilibrio idrodinamico e ambientale dell'intero sistema lagunare.

4.6. Alcune riflessioni sui primi risultati ottenuti

Alla luce delle numerose simulazioni effettuate, e dei risultati ottenuti, si possono fare alcune riflessioni.

Nella schematizzazione del sistema mare-canale-laguna, il modello cinematico considera la superficie libera all'interno del bacino ovunque orizzontale e uniforme e le oscillazioni di livello in mare vengono trasferite come variazioni di livello nel bacino lagunare attraverso il canale. Il tempo di propagazione del flusso all'interno del bacino viene di fatto trascurato e con questa ipotesi il prisma di marea può essere effettivamente espresso come prodotto tra l'escursione di marea esterna e la superficie del bacino.

Le simulazioni del *test 0* per diverse dimensioni del bacino lagunare tuttavia dimostrano che, all'aumentare della superficie del bacino, il modello 2DH fornisce risultati molto diversi rispetto al modello 1D. Tenendo fissa la geometria della bocca, i due metodi restituiscono valori del prisma confrontabili solo per piccole dimensioni del bacino, per cui l'ipotesi di uniformità dei livelli può essere effettivamente considerata valida. Come già evidenziato da Reef et al. (2020), per bacini lagunari stretti se rapportati alla lunghezza d'onda di marea, si ottiene un regime lineare nel collegamento tra il prisma e la dimensione longitudinale del bacino. Le estensioni dei bacini riprodotte nei test rispecchiano tutte questa condizione, tuttavia l'andamento lineare è confermato solamente in una parte limitata della curva rappresentata in Figura 4.4, definita come regime cinematico.

In questa prima condizione, il prisma dipende solo dalla superficie del bacino e, per una piccola parte, anche dalla scabrezza al fondo del canale, che determina una perdita di energia.

Un secondo regime individuato è riferito alla parte asintotica della curva in Figura 4.4, nel quale il prisma non cresce indefinitamente all'aumentare della dimensione del bacino lagunare, ma raggiunge un valore limite che varia a seconda della scabrezza al fondo del bacino. Tale risultato è molto importante, in quanto evidenzia il ruolo decisivo giocato dalle perdite energetiche all'interno del bacino, che non possono essere trascurate a priori nella valutazione del prisma, perché la propagazione del flusso dipende dalle conseguenti differenze di livello in laguna. L'attrito al fondo del bacino interno non era stato ancora considerato tra i parametri che possono influenzare il prisma, ad eccezione di Reef et al. (2020) che hanno dimostrato invece come un'elevata scabrezza possa dissipare fortemente l'onda di marea in bacini ampi.

La parte centrale delle curve in Figura 4.4, che connette le due regioni limite, definisce una zona di transizione nella quale il valore del prisma dipende, per una data sezione trasversale della bocca, sia dall'estensione del bacino che dalla sua scabrezza.

L'analisi svolta, in particolare, sui due bacini con estensione 50 km^2 e 100 km^2 che appartengono a questo regime intermedio, rivela che la tendenza asintotica del prisma al valore fornito dall'approccio 1D si verifica anche quando la geometria della sezione trasversale della bocca viene modificata a parità di dimensioni del bacino. Nello specifico si può vedere che, allargando la sezione trasversale della bocca, il prisma cresce considerevolmente. Infatti se la larghezza fosse idealmente assunta pari all'intera dimensione trasversale del bacino, allora la contemporaneità dei livelli all'interno della laguna sarebbe necessariamente garantita, e per tale ragione il prisma tenderebbe al valore determinato per mezzo dell'approccio cinematico.

Similmente, un aumento del prisma si registra anche quando il bacino si approfondisce; infatti le perdite di energia dovute alle dissipazioni per attrito al fondo sono funzione della velocità della corrente ed esse si riducono su maggiori profondità d'acqua a parità di portata. Un effetto analogo si riscontra anche nella relazione con la larghezza della sezione trasversale, anche se in questo caso il restringimento della bocca ha un peso maggiore sulla determinazione della quantità d'acqua che può essere scambiata col mare aperto. In questo senso il ruolo fondamentale giocato dal canale principale nella propagazione dell'onda di marea all'interno del bacino è confermato, con conseguenze sia dal punto di vista idrodinamico che ambientale. Questo emerge anche quando sono assegnati diversi valori del coefficiente di Gauckler-Strickler al bacino e al canale rispettivamente, risultando in una variazione del prisma più rilevante quando cambia anche la scabrezza del canale. In ogni caso, i test finora eseguiti confermano la necessità di considerare anche le caratteristiche del bacino nel calcolo del prisma, sia in termini geometrici che dissipativi.

La stretta connessione tra il prisma di marea e la sezione trasversale della bocca è evidente ma, rispetto alla ben nota relazione (4.1), i risultati ottenuti dimostrano il carattere asintotico di tale legame, per il quale ci possono essere indefiniti valori

dell'area della bocca tali da essere morfologicamente stabili per un medesimo valore del prisma. Questo spiegherebbe perché il prisma afferente alla bocca di Lignano non ha subito sostanziali cambiamenti nell'ultima quarantina d'anni, durante i quali invece la larghezza della bocca si è dimezzata. L'applicazione del modello 2DH al dominio computazionale reale, infatti, restituisce solo una variazione del prisma dell'ordine del 5% tra la configurazione del 1980 e quella attuale. Questi test sono in accordo con quelli eseguiti sul dominio semplificato, che quindi può risultare utile nella rappresentazione del sistema mare-canale-laguna.

5. Caratterizzazione del clima meteomarinario medio annuo: analisi dei dati di vento e marea

Nelle analisi precedenti la marea astronomica è stata assegnata come unica forzante, senza quindi considerare l'azione del moto ondoso esterno, e sono state fatte delle valutazioni prettamente idrodinamiche inibendo l'evoluzione morfologica del fondo. La scelta di privilegiare la marea, in questa prima fase di studio, ha permesso di comprendere meglio il comportamento generale di una bocca lagunare, con la possibilità ulteriore di trarre valutazioni importanti sulle condizioni di equilibrio noto il volume d'acqua transitante durante il ciclo di marea. Tali considerazioni hanno anche permesso di cominciare ad analizzare in dettaglio il caso studio scelto della bocca di Lignano, fornendo ulteriori risposte al motivo per cui il prisma non è sostanzialmente cambiato nel corso degli ultimi anni, nonostante l'importante evoluzione morfologica della sua sezione trasversale.

Rimane ancora aperta la questione relativa alle condizioni che hanno determinato l'innescò del deposito a ridosso della darsena e il suo successivo sviluppo nel tempo. A tale proposito risulta fondamentale comprendere quali siano i fattori che maggiormente influenzano le dinamiche di trasporto solido di una bocca lagunare e anche come evolvano le morfologie ad essa strettamente connesse al variare delle forzanti. Diventa pertanto imprescindibile in questa fase introdurre all'interno della modellazione la componente di moto ondoso che si genera in mare aperto e che si propaga sotto costa.

Come già illustrato nel Capitolo 3, la modellazione numerica completa si compone di un modulo di generazione e propagazione del moto ondoso sotto costa e di un modulo morfodinamico. Le caratteristiche del moto ondoso quali altezza d'onda e periodo, infatti, non sono in genere facilmente reperibili, a differenza dei dati di vento. In Italia il moto ondoso è stato misurato in maniera sistematica solamente a partire dagli anni Sessanta. Tra gli anni Sessanta e Ottanta, inoltre, le misure effettuate sono state prevalentemente di tipo a vista, effettuate a bordo delle navi perlopiù commerciali o da stazioni a terra (Petti, 2021). Dopo la metà degli anni Ottanta è stato introdotto l'utilizzo di strumenti per il rilevamento diretto del moto ondoso, mediante i quali si è potuto disporre di valori più accurati, anche se in maniera non uniformemente distribuita sul territorio e spesso anche con scarsa continuità temporale.

Le registrazioni del moto ondoso permettono di ricostruire efficacemente il clima meteomarinario e le caratteristiche delle onde attraverso un processo statistico. In assenza di misure sufficienti per un'analisi statistica attendibile, tuttavia, si deve ricorrere alla ricostruzione del moto ondoso a partire da altre grandezze fisiche, tra cui il vento. Tali dati, infatti, sono quelli più facilmente misurabili e reperibili.

Il modello di generazione del moto ondoso utilizzato si basa sui venti, perciò risulta fondamentale conoscere il regime dei venti in mare aperto. Generalmente in mare aperto

si ha scarsa disponibilità di dati di vento, e si deve quindi ricorrere ai dati misurati dalle stazioni anemometriche a terra, che sono invece molto numerose.

Per i dati registrati a terra, tuttavia, risulta importante verificarne la rappresentatività in mare aperto. Spesso, infatti, la collocazione degli anemometri risente di ostacoli di tipo orografico, o della presenza di edifici in prossimità della stazione, che impediscono di cogliere correttamente i venti provenienti da particolari settori, o ne alterano sensibilmente la registrazione.

Prima di proseguire con l'elaborazione dei dati, quindi, per ogni stazione anemometrica risulta necessario individuare i settori di provenienza del vento privi di ostacoli. Una volta fatto questo si può procedere con la raccolta e analisi dei dati significativi, con l'obiettivo di ricostruire il vento in mare aperto ed individuare i regimi di vento dominanti per l'area in esame. Infine, sulla base di questo, si possono definire i dati di vento da introdurre come input per la successiva fase di modellazione, secondo dei criteri che verranno di seguito illustrati.

5.1. Raccolta ed elaborazione dei dati di vento

5.1.1. Acquisizione dei dati

Per gli eventi di moto ondoso che insistono sulla bocca di Lignano possiamo fare riferimento a quattro stazioni anemometriche (Figura 5.1):

- Stazione anemometrica di Lido Diga Sud (VE);
- Stazione anemometrica di Lignano (UD);
- Stazione anemometrica di Grado (GO);
- Piattaforma Acqua Alta (VE).



Figura 5.1: Collocazione delle quattro stazioni anemometriche nel Nord Adriatico.

Le caratteristiche specifiche di ciascuna stazione sono sintetizzate nelle tabelle seguenti (Tabella 5.1, Tabella 5.2 e Tabella 5.3).

Tabella 5.1: Stazione anemometrica di Lido Diga Sud (VE).

STAZIONE ANEMOMETRICA DI LIDO DIGA SUD (VE)	
Proprietà	ISPRA
Anno inizio registrazioni	2000
Arco temporale analizzato	2000-2017
Bacino di appartenenza	Litorale Mare Adriatico
Latitudine e Longitudine	45° 25' 05.19'' N 12° 25' 35.17'' E
Strumentazione	Anemometro con trasmissione in tempo reale e registrazione locale dei dati
Parametro misurato	Intensità media e direzione media del vento
Unità di misura	m/s, °N
Intervallo di campionamento	10/15/30 min
Altezza sensore sul medio mare	12 m



Figura 5.2: Stazione anemometrica di Lido Diga Sud (VE) (ISPRA).

Tabella 5.2: Stazione anemometrica di Lignano (UD).

STAZIONE ANEMOMETRICA DI LIGNANO (UD)	
Proprietà	Protezione Civile FVG
Anno inizio registrazioni	2000
Arco temporale analizzato	2000-2017
Bacino di appartenenza	Laguna di Marano e Grado
Latitudine e Longitudine	45° 42' 6.786" N 13° 08' 49.48" E
Strumentazione	Anemometro a coppa (MICROS)
Parametro misurato	Intensità media e direzione media del vento
Unità di misura	m/s, °N
Intervallo di campionamento	1 h
Altezza sensore sul medio mare	18 m



Figura 5.3: Stazione anemometrica di Lignano (UD) (Protezione Civile).

Tabella 5.3: Stazione anemometrica di Grado (GO).

STAZIONE ANEMOMETRICA DI GRADO (GO)	
Proprietà	Protezione Civile FVG
Anno inizio registrazioni	1998
Arco temporale analizzato	1998-2017
Bacino di appartenenza	Laguna di Marano e Grado
Latitudine e Longitudine	45° 40' 49.008" N 13° 22' 23.987" E
Strumentazione	Anemometro a coppa (CAE)
Parametro misurato	Intensità media e direzione media del vento
Unità di misura	m/s, °N
Intervallo di campionamento	15/30 min /1 h
Altezza sensore sul medio mare	10 m



Figura 5.4: Stazione anemometrica di Grado (GO) (ISPRA).

Tabella 5.4: Piattaforma Acqua Alta (VE).

PIATTAFORMA ACQUA ALTA (VE)	
Proprietà	CNR-ISMAR / CPSM Comune Venezia / ISPRA
Anno inizio registrazioni	1982
Arco temporale analizzato	1984-2017
Bacino di appartenenza	Laguna di Marano e Grado
Latitudine e Longitudine	45° 18' 51,27" N 12° 30' 29,93" E
Strumentazione	Anemometro a ultrasuoni con registrazione locale dei dati e trasmissione in tempo reale contemporaneamente via ponte radio VHF e via GSM
Parametro misurato	Intensità media e direzione media del vento
Unità di misura	m/s, °N
Intervallo di campionamento	5 min
Altezza sensore sul medio mare	10 m



Figura 5.5: Piattaforma Acqua Alta (VE) (ISPRA).

I dati di vento delle quattro stazioni sono stati scaricati dal sito dell'ISPRA (<https://www.venezia.isprambiente.it/rete-meteo-mareografica>), nella sezione "Dati".

Quando si parla di velocità media del vento che genera moto ondoso si intende il valore registrato alla quota $z = 10 \text{ m}$ sopra lo *SWL*. Se i dati anemometrici sono presi ad una quota differente, si possono correggere assumendo che il moto del vento sia assolutamente turbolento, utilizzando la legge di potenza:

$$U(10) = U(z) \left(\frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (5.1)$$

5.1.2. Elaborazione dei dati

I dati disponibili si presentano sotto forma di serie temporali, con acquisizioni del vento fatte a intervalli di tempo prefissati. Non sempre tali intervalli sono gli stessi; in questi casi, per avere uno stesso intervallo di campionamento, si può intervenire con una semplice operazione di media. Per esempio, per dati campionati ogni 10 minuti il dato orario è stato calcolato come media dei 6 valori nell'ora di riferimento, per dati registrati ogni 15 minuti è stata effettuata la media dei 4 valori che compongono l'ora, ecc.

Una volta che l'intervallo delle serie di dati è stato uniformato si è proceduto con l'individuazione di eventuali dati anomali o mancanti, sia per il valore di velocità che di direzione del vento. I dati anomali nel segnale si presentano sotto forma di valori "-999"; se presenti per un massimo di due valori consecutivi, è stata applicata un'interpolazione lineare tra i dati appena precedenti e successivi, in caso contrario il dato è stato escluso dalla serie.

I dati validati sono stati raggruppati per classe d'intensità e direzione. Tali distribuzioni di frequenza assoluta o relativa congiunta sono ricavate per ogni stazione di riferimento, sotto forma di tabelle a doppia entrata. I diagrammi polari relativi (rose dei venti) ne consentono una lettura più immediata, soprattutto al fine di determinare i venti regnanti per ciascun anemometro. La classificazione dei venti in relazione alla direzione di provenienza è riportata in Tabella 5.5.

Tabella 5.5: Suddivisione dei venti in relazione alla direzione di provenienza.

Vento	Intervallo angolare (°N)
Tramontana	$337.5 < ^\circ \leq 22.5$
Bora	$22.5 < ^\circ \leq 67.5$
Levante	$67.5 < ^\circ \leq 112.5$
Scirocco	$112.5 < ^\circ \leq 157.5$
Ostro	$157.5 < ^\circ \leq 202.5$
Libeccio	$202.5 < ^\circ \leq 247.5$
Ponente	$247.5 < ^\circ \leq 292.5$
Maestrale	$292.5 < ^\circ \leq 337.5$

I dati di velocità al di sotto dei 2 m/s sono stati classificati come calme.

In Tabella 5.6 e Tabella 5.7 è riportata una sintesi delle frequenze di accadimento dei venti per direzione di provenienza e intensità del vento.

Tabella 5.6: Frequenze dei venti per direzione di provenienza.

Denominazione vento	Lido Diga Sud	Lignano	Grado	Piattaforma Acqua Alta
Tramontana	11.37%	10.77%	11.49%	9.53%
Bora	28.82%	27.50%	27.54%	20.33%
Levante	15.92%	21.05%	21.84%	19.81%
Scirocco	8.80%	8.81%	6.95%	10.80%
Ostro	13.54%	11.04%	10.48%	12.35%
Libeccio	9.07%	8.76%	10.43%	8.85%
Ponente	7.31%	6.90%	6.60%	9.93%
Maestrale	5.15%	5.17%	4.66%	8.39%

Tabella 5.7: Frequenze dei venti per intensità.

Intensità vento (m/s)	Lido Diga Sud	Lignano	Grado	Piattaforma Acqua Alta
Calme (≤ 2 m/s)	15.85%	24.40%	19.61%	13.54%
$2 < v \leq 4$	44.25%	41.00%	46.33%	38.21%
$4 < v \leq 6$	23.47%	20.82%	19.64%	22.94%
$6 < v \leq 8$	8.88%	7.64%	8.59%	11.25%
$8 < v \leq 10$	3.95%	3.64%	3.84%	6.12%
$10 < v \leq 12$	2.06%	1.92%	1.38%	3.53%
$12 < v \leq 14$	0.95%	0.42%	0.46%	2.12%
$14 < v \leq 16$	0.40%	0.12%	0.11%	1.20%
$16 < v \leq 18$	0.13%	0.02%	0.02%	0.63%
$18 < v \leq 20$	0.04%	0.01%	0.01%	0.31%
$20 < v \leq 22$	0.01%	0.00%	0.00%	0.12%
$v > 22$	0.02%	0.00%	0.00%	0.04%

Si vede che per tutte e quattro le stazioni i venti regnanti provengono dai settori di Bora e Levante, come si evince anche dal diagramma polare totale (Figura 5.6). Anche i venti provenienti dai settori di Ostro e Scirocco sono molto frequenti, per cui si può ritenere che i regimi di vento dominanti nel Nord Adriatico risultino essere quelli appartenenti ai settori di Bora-Levante e di Scirocco (Massalin e Canestrelli, 2006).

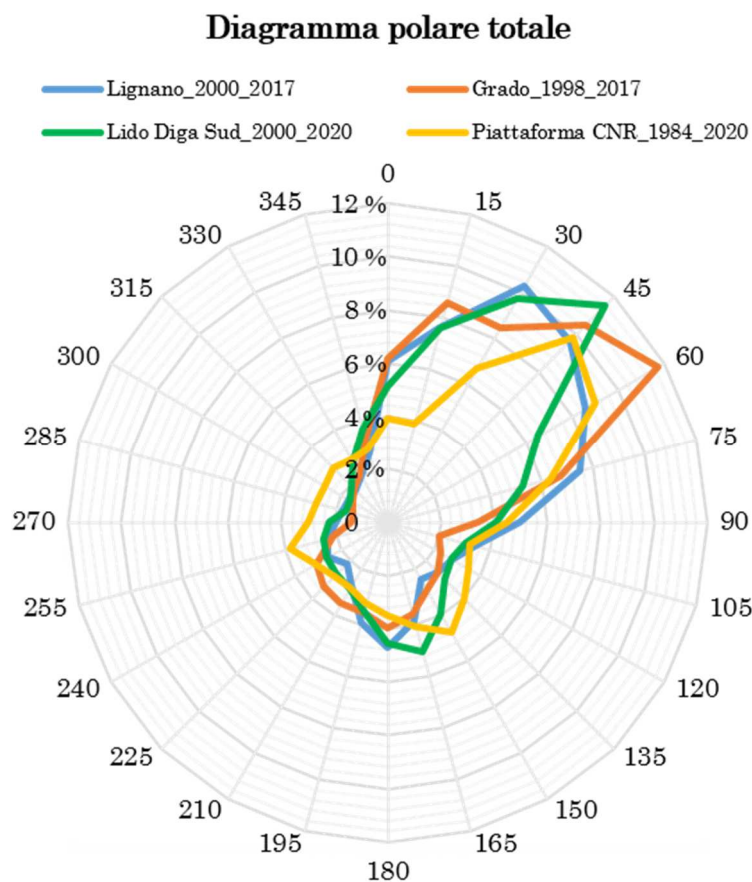


Figura 5.6: Diagramma polare totale per le quattro stazioni anemometriche.

Per quanto riguarda le velocità, si osserva che la classe con valori compresi nell'intervallo $2 \text{ m/s} < v \leq 4 \text{ m/s}$ è la più frequente per ognuna delle stazioni. Analizzando le classi più elevate, sopra i 9 m/s , si ha che i venti più intensi provenienti dai settori Bora-Levante vengono colti principalmente dalla Piattaforma Acqua Alta, mentre quelli del settore dello Scirocco dalla stazione di Grado, come si può dedurre anche dai diagrammi polari riportati in Figura 5.7.

Verificando la collocazione dei rispettivi anemometri, si osserva che quello di Grado è parzialmente schermato verso gli eventi di Bora dagli edifici della città, mentre nel registrare gli eventi di Scirocco l'anemometro della Piattaforma Acqua Alta può risentire della morfologia della foce del Po.

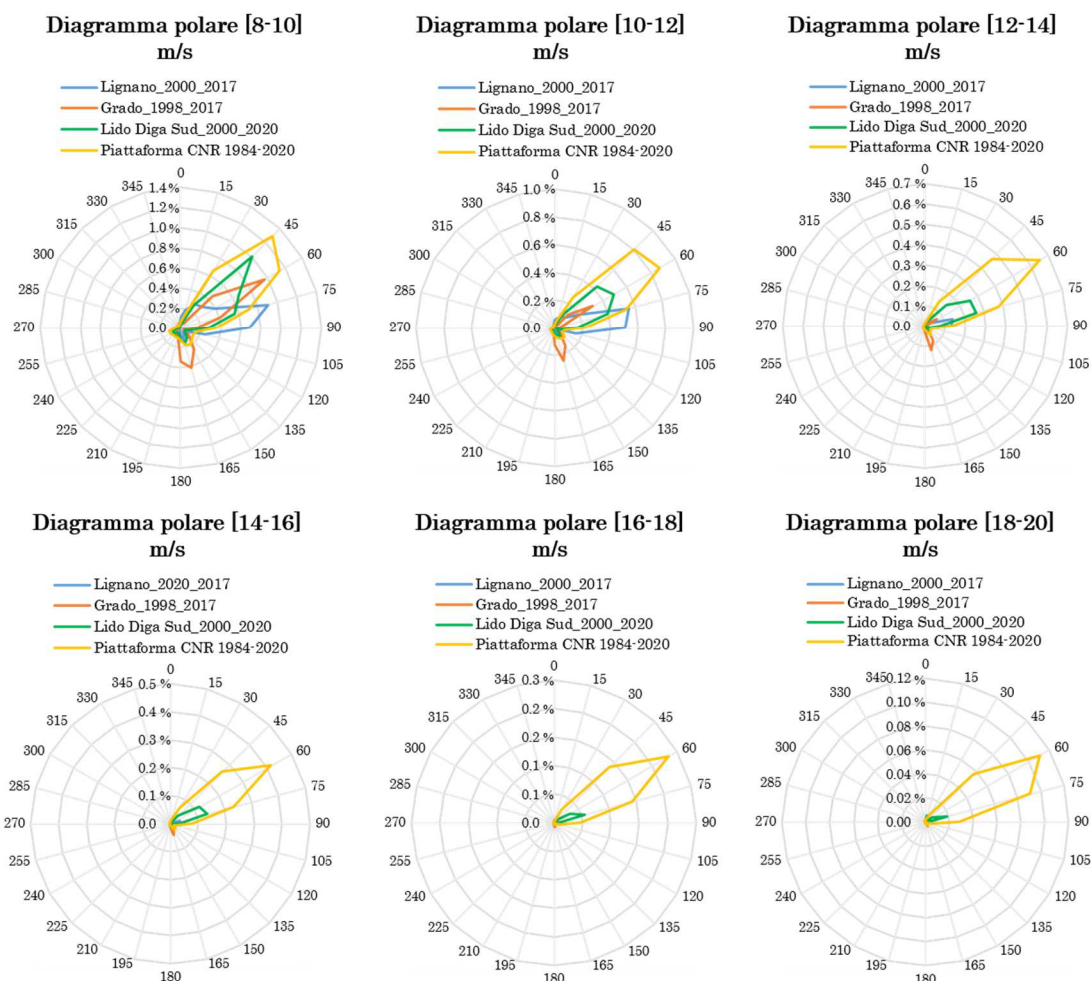


Figura 5.7: Diagrammi polari per le classi di velocità da $8 < v \leq 10$ m/s a $18 < v \leq 20$ m/s, per le quattro stazioni anemometriche.

Per questi motivi, per la successiva analisi dei venti si è scelto di considerare la stazione di Grado per i venti provenienti dal settore dello Scirocco e la Piattaforma Acqua Alta per quelli dai settori Bora-Levante. Per uniformità, si è considerato il periodo di registrazione dal 1998 al 2017 per entrambe le stazioni, per un totale quindi di 20 anni di dati.

5.1.3. Analisi degli eventi

Un modo per determinare il clima meteomarinico medio annuo in mare aperto è quello di procedere con un'analisi in frequenza dei dati delle registrazioni, partendo dalle tabelle a doppia entrata ricavate per le stazioni di riferimento. Valutando poi la frequenza relativa di superamento e convertendola in giorni di superamento si ottiene la curva di durata relativa alla direzione di vento considerata, che indica il numero di giorni all'anno in cui una data velocità viene uguagliata o superata (Figura 5.8).

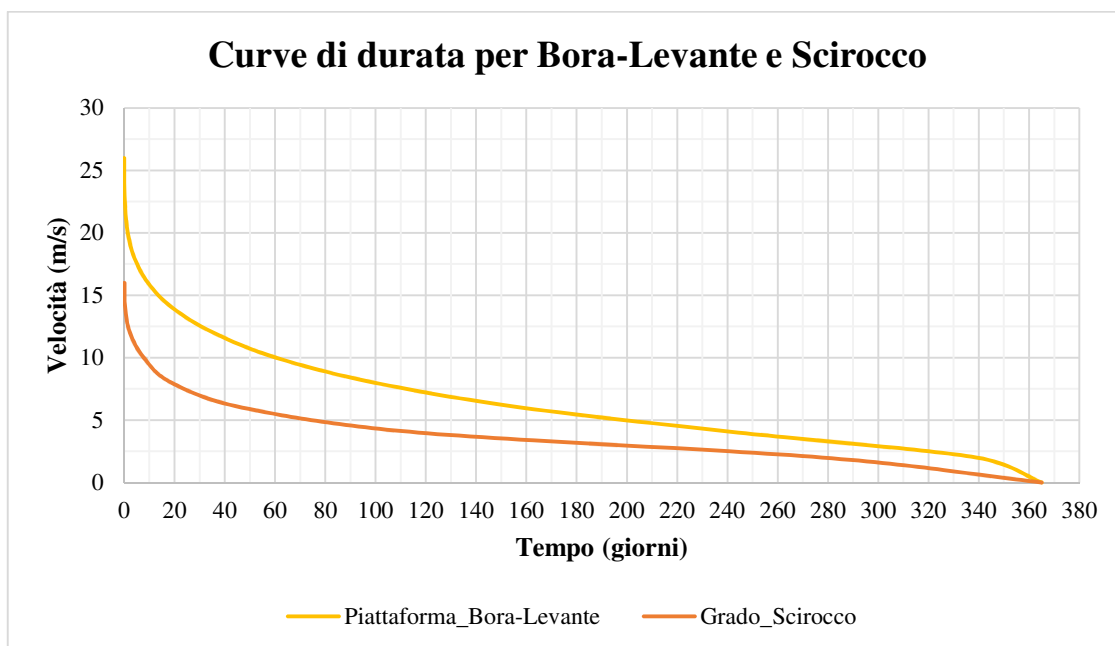


Figura 5.8: Curve di durata per la Bora, con riferimento ai dati della Piattaforma, e per lo Scirocco, con riferimento ai dati di Grado.

A partire dalla curva di durata e per una data direzione del vento si possono poi stabilire i valori di velocità e durata del vento utili alla fase di definizione degli input per la modellazione.

Il limite di questo tipo di approccio si traduce nel fatto che, a ciascun valore di velocità, viene associata una durata che non è del tutto realistica, poiché prescinde da quanto tale velocità si sia mantenuta effettivamente nel tempo, attribuendo un ugual peso a registrazioni di eventi lunghi e di raffiche isolate, che invece possono interessare pochi minuti. Questo è vero specialmente per i valori di velocità più elevati, che sono tuttavia quelli più importanti ai fini del trasporto solido, poiché sono in grado di generare un moto ondoso tale da innescare processi erosivi su un'ampia zona. Si consideri, ad esempio, la curva di durata della Piattaforma Acqua Alta, relativa ai venti provenienti dal settore di Bora-Levante, di cui un ingrandimento per i valori di maggior velocità del vento è riportato in Figura 5.9: se si prende una velocità di 17 m/s, dalla curva si evince che la durata relativa a tale intensità sarebbe pari a circa sei giorni. Tuttavia, questi sei giorni potrebbero essere composti in realtà da superamenti avvenuti in momenti e tempi diversi e verificatisi anche solo nell'arco di qualche minuto; in questo senso non risulterebbero rappresentativi dello sviluppo temporale di un singolo evento. Inoltre il contributo delle raffiche isolate alla generazione del moto ondoso, vista la breve durata, è decisamente molto modesto.

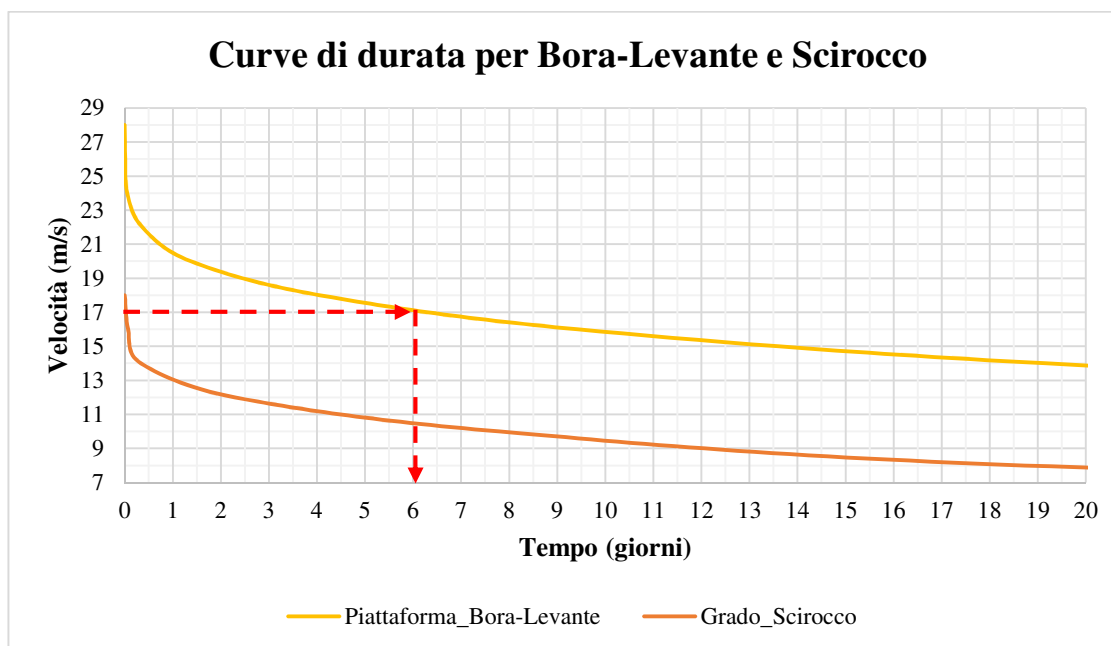


Figura 5.9: Esempio di determinazione del valore di durata per una data velocità, a partire dalla curva di durata ottenuta dall'analisi in frequenza.

Ci si è quindi posti il problema di come poter considerare lo sviluppo temporale del vento, in modo da ricavare degli input che siano, quanto più possibile, rappresentativi dei venti reali.

Si è scelto, pertanto, di utilizzare un diverso approccio per analizzare le registrazioni delle due stazioni anemometriche considerate, approccio che è stato definito “analisi degli eventi”. In una prima fase si è proceduto con una suddivisione delle registrazioni a seconda del settore di provenienza del vento, in modo da isolare le registrazioni di Bora-Levante e di Scirocco in maniera il più possibile pulita e definita. Successivamente si è proceduto all'individuazione dei singoli eventi, per ogni anno di registrazione e per l'arco temporale di 20 anni considerato. Un evento inizia con l'attraversamento di una velocità minima di soglia (presa pari a 2.5 m/s) con derivata positiva e finisce all'attraversamento del medesimo valore con derivata negativa; viene inoltre riconosciuto come tale solo se la velocità media rimane al di sopra di un certo valore predefinito. Al fine di disporre di una caratterizzazione preliminare degli eventi, sono stati inizialmente ipotizzati diversi valori di velocità media, per verificare la numerosità degli stessi. Gli eventi sono stati quindi suddivisi secondo due classi di velocità media, maggiore rispettivamente di 8 m/s e di 10 m/s. Da analisi preliminari (Petti et al., 2020) si è visto che la maggior parte della movimentazione dei sedimenti nell'ambiente lagunare di Marano e Grado avveniva durante condizioni di vento con velocità maggiore uguale a 10 m/s. Per questo motivo, per la successiva analisi statistica degli eventi, sono stati considerati solamente gli eventi con velocità media maggiore a 10 m/s. Il numero di eventi di Scirocco, individuati secondo queste caratteristiche, risulta pari a 43, mentre per la direzione di Bora gli eventi registrati sono 130. In Tabella 5.8 è riportato il numero

di eventi per ogni anno di registrazione analizzato e per tutto l'arco dei 20 anni considerati.

Tabella 5.8: Numero di eventi individuati per ogni anno di registrazione, suddivisi per Bora e Scirocco.

	N° eventi Scirocco	N° eventi Bora
1998	0	8
1999	2	9
2000	3	1
2001	1	13
2002	11	3
2003	1	9
2004	1	12
2005	1	8
2006	2	7
2007	1	12
2008	2	3
2009	2	2
2010	0	4
2011	1	7
2012	1	8
2013	1	2
2014	4	3
2015	0	7
2016	4	10
2017	5	2
TOT	43	130

Il passo successivo ha riguardato la ricostruzione della marea, che per effetto del contributo meteorologico può differire sensibilmente dalla componente media astronomica; pertanto, per ciascuno degli eventi così individuati, è stata valutata l'oscillazione del livello registrato durante gli eventi stessi, determinandone successivamente i valori medi di cresta e di cavo. In questo modo è stato possibile definire un segnale di marea medio associato rispettivamente ai venti di Bora-Levante e di Scirocco. Questa analisi ha portato all'esclusione di alcuni degli eventi precedentemente selezionati, per assenza del segnale di marea nella registrazione o per durata troppo breve e non significativa dell'evento stesso. Il totale degli eventi significativi di Scirocco è quindi risultato pari a 16, mentre quello di Bora-Levante 82. Si è passati infine ad effettuare un'analisi statistica su tali eventi, per ricavare i valori medi di durata, velocità e velocità quadratica media (Tabella 5.13).

I valori medi di durata ed intensità per gli eventi di Bora-Levante e di Scirocco sono stati utilizzati per definire il clima meteomarinò medio annuo.

5.2. Raccolta ed elaborazione dei dati di marea

5.2.1. La marea: introduzione

Le maree astronomiche sono determinate dalle forze di attrazione gravitazionale esistente fra due masse in movimento nello spazio, secondo la legge universale:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{d^2} \quad (5.2)$$

dove G è la costante gravitazionale universale, m_1 ed m_2 le due masse considerate e d la distanza tra esse.

La Luna e il Sole sono gli astri che maggiormente influenzano le maree astronomiche. La Luna ha una massa molto minore rispetto al Sole, ma la sua distanza dalla Terra è molto ridotta rispetto a quest'ultimo, e questo rende il contributo della Luna nella generazione delle maree pressoché doppio rispetto a quello del Sole.

Considerando un sistema di riferimento incentrato sulla terra (sistema non inerziale), i contributi dovuti all'accelerazione centrifuga sono rilevanti nella formazione delle maree, e vanno quindi tenuti in conto.

Se si considera il solo effetto della Luna, e si immagina la Terra uniformemente ricoperta dall'acqua (teoria statica), il moto del sistema Terra-Luna risulta tale per cui, su ogni punto della superficie terrestre, sono presenti una forza centrifuga ed una forza di attrazione lunare (5.2). La somma vettoriale di tali forze genera una risultante sulla congiungente tra Terra e Luna, diretta verso l'esterno, responsabile dell'innalzamento dei livelli dell'acqua: tale fenomeno è detto alta marea. Nei punti della superficie della Terra diametralmente opposti, invece, la combinazione delle precedenti forze dà luogo ad una risultante diretta verso il centro della Terra, con conseguente abbassamento dei livelli dell'acqua: tale fenomeno è detto bassa marea. Negli altri punti della superficie terrestre si verificano fenomeni intermedi tra l'alta e la bassa marea (Figura 5.10).

Se si aggiunge anche l'effetto del Sole, quando esso si trova in posizione allineata rispetto alla Terra e alla Luna si ha un'accentuazione del fenomeno delle alte maree, e in questo caso si parla di maree di sizigie (o maree vive).

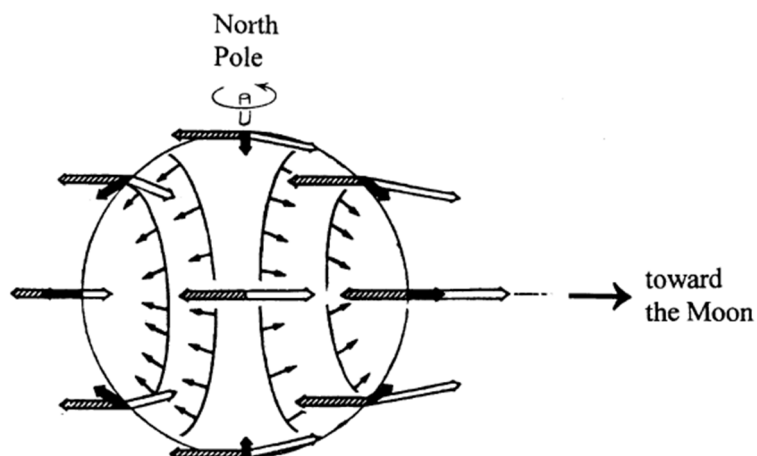


Figura 5.10: Fenomeno delle maree astronomiche. Le frecce nere grosse sono le forze che generano le maree sulla terra, risultanti dalla differenza tra la forza di attrazione gravitazionale (frecce bianche) e la forza centrifuga (frecce tratteggiate). Le frecce nere sottili sono le componenti orizzontali delle forze che generano la marea (Parker, 2019).

Il Sole influenza anche il fenomeno delle basse maree, che subiscono un abbassamento. L'allineamento del Sole con la Terra e la Luna, in congiunzione o in opposizione, avviene ogni 14.75 giorni (Figura 5.11).

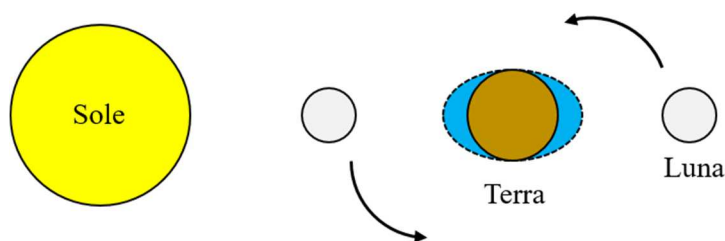


Figura 5.11: Maree di sizigie (o maree vive).

Quando il Sole si trova in quadratura, invece, gli effetti di alta marea prodotti dalla Luna si attenuano, e in questo caso si parla di maree di quadratura (o maree morte). Il Sole interviene anche sulle basse maree, che risultano in questo caso più alte di quelle normali. Le maree di quadratura si verificano ogni 14.75 giorni (Figura 5.12).

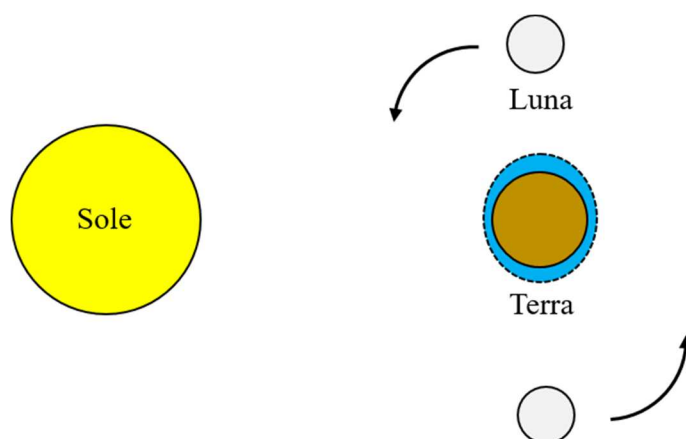


Figura 5.12: Maree di quadratura (o maree morte).

Le maree sono fortemente influenzate dall'orografia, dall'attrito, dalla profondità dell'acqua, dagli effetti inerziali delle acque e dall'accelerazione di Coriolis; tenendo conto di tutti questi effetti (teoria dinamica), si ha che il livello di marea reale differisce da quello determinato attraverso la teoria statica.

Con particolare riferimento al Mare Adriatico, esso è un bacino semichiuso di forma stretta e allungata. Questo, unitamente ai fondali relativamente bassi, favorisce l'esaltazione della marea specialmente nella parte settentrionale (Figura 5.13)

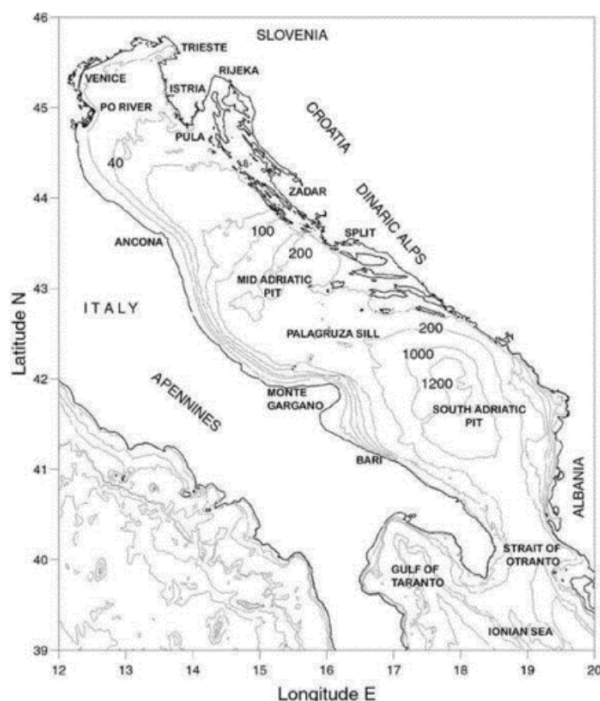


Figura 5.13: Curve caratteristiche di propagazione della marea nell'Adriatico (ISPRA-
<https://www.venezia.isprambiente.it/la-marea>).

La marea nell'Adriatico si propaga in senso antiorario, attorno ad un punto (detto anfidromico, Figura 5.14), situato tra Ancona e Zara, in cui l'ampiezza della marea è nulla.

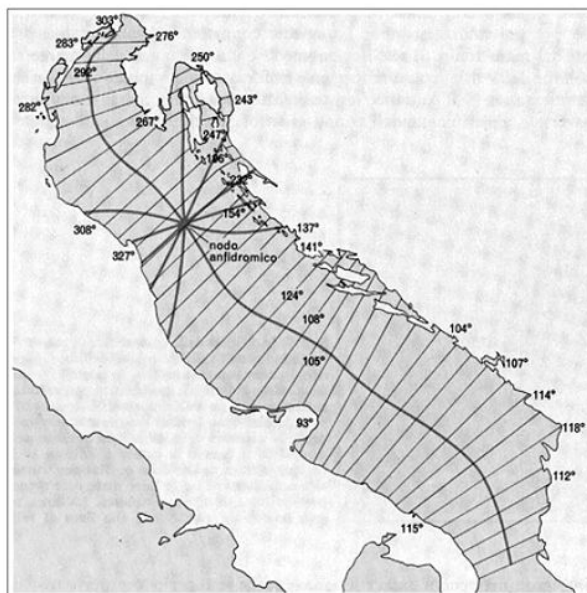


Figura 5.14: Linee cotidali e nodo anfidromico dell'onda di marea semidiurna nell'Adriatico (https://divulgazione.uai.it/index.php/Le_maree).

A partire dal canale di Otranto risale lungo la costa balcanica della Dalmazia con una velocità di circa 130 km/h, lambisce l'Istria e prosegue verso Trieste e Grado. Successivamente vira a est-ovest in direzione di Lignano, Venezia e Chioggia, e percorre poi tutta la costa italiana di nuovo fino ad Otranto, dove completa il giro in circa 12 ore e 24 minuti. Tale rotazione, detta "anfidromia", è il risultato della composizione degli effetti dell'oscillazione longitudinale di marea e dell'oscillazione trasversale causata dalla rotazione terrestre (<https://www.venezia.isprambiente.it/la-marea>).

Le maree astronomiche possono essere diurne, con periodo di circa 24 ore, o semidiurne, con periodo di circa 12 ore. Attraverso la teoria armonica è possibile determinare i livelli di marea. Secondo tale teoria, infatti, il livello di marea in una certa zona è dato dalla relazione:

$$\eta(t) = A_0 + \sum_{i=1}^N A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i) \quad (5.3)$$

dove A_0 è il valore medio, $\omega_i = 2\pi/T_i$ con T_i e φ_i i periodi e i ritardi delle componenti armoniche. In alto Adriatico sono sufficienti $N = 8$ componenti per calcolare la marea astronomica: quattro semidiurne (M_2 , S_2 , N_2 e K_2) e quattro diurne (K_1 , O_1 , P_1 e S_1) (Tabella 5.9). Tali componenti vanno aggiornate periodicamente.

Tabella 5.9: Componenti mareali dell'Alto Adriatico relative all'anno 2020.

	Componente	T_i (h)	ω_i (°/h)	A_i (cm)	ϕ_i (°)
Semidiurne	M ₂	12.432	28.9841042	24.84±0.07	308.0±0.2
	S ₂	12.000	30.0000000	14.50±0.07	317.7±0.3
	N ₂	12.658	28.4397295	4.08±0.07	307.4±1.0
	K ₂	11.976	30.0821373	4.27±0.06	311.1±0.8
Diurne	K ₁	23.928	15.0410686	17.78±0.06	86.4±0.2
	O ₁	25.824	13.9430356	5.20±0.06	75.5±0.7
	P ₁	24.072	14.9589314	5.75±0.07	83.1±0.7
	S ₁	24.000	15.000020	1.46±0.07	274.9±2.7

Alle maree astronomiche finora viste deve essere sommato l'effetto delle cosiddette maree meteorologiche, dovute all'azione radente del vento e ai gradienti di pressione che si generano durante le perturbazioni.

In Alto Adriatico il livello medio delle alte maree è pari a +40 cm, mentre quello delle basse maree a -40 cm.

Le maree seguono il movimento della Luna, e danno luogo quindi a delle correnti oscillanti parallele alla costa, denominate correnti (*long-shore*) di marea. Un'oscillazione di marea si configura come un'onda lineare con un periodo molto lungo (maggiore di 12 ore), e la corrente indotta si può quindi vedere come la velocità orbitale ad essa associata. Può essere chiamata corrente in quanto, essendo il periodo molto lungo, le velocità variano molto lentamente rispetto alle velocità orbitali indotte dal moto ondoso.

5.2.2. Acquisizione dei dati

Per determinare al meglio l'input di marea da utilizzare per la successiva fase di modellazione si è proceduto all'analisi dei dati a disposizione. Uno dei maggiori enti preposti alla raccolta dei dati di livello è l'ISPRA; attraverso l'Area Maree e Lagune, tale Ente assicura la continuità delle osservazioni meteo-mareografiche ed il regolare esercizio della Rete Mareografica della Laguna di Venezia e dell'Arco Costiero Nord Adriatico (RMLV). Fra le stazioni mareografiche disponibili per l'area di studio si è utilizzata la Stazione Mareografica di Grado, di cui le caratteristiche sono riportate in Tabella 5.10, in quanto ricopre tutto l'arco temporale di 20 anni considerato ed è situata nelle strette vicinanze del sito in esame.

Tabella 5.10: Stazione Mareografica di Grado (GO).

STAZIONE MAREOGRAFICA DI GRADO (GO)	
Proprietà	Protezione Civile FVG
Anno inizio registrazioni	1928
Arco temporale analizzato	1998-2017
Bacino di appartenenza	Laguna di Marano e Grado
Latitudine e Longitudine	45° 40' 59.26" N 13° 23' 00.38" E
Strumentazione	Idrometro a galleggiante
Parametro misurato	Livello di marea
Unità di misura	m
Intervallo di campionamento	10 min
Altezza sensore sul medio mare	-

Inoltre, da precedenti analisi del gruppo di ricerca di Idraulica dell'Università degli Studi di Udine, risulta che i livelli registrati nella Stazione Mareografica di Grado sono in buon accordo con i dati storici registrati a Trieste e a Venezia (Petti et al., 2018).

5.2.3. Elaborazione dei dati

I dati di marea sono liberamente consultabili e scaricabili sotto forma di serie temporali con intervalli di campionamento variabili. Per le analisi di marea sono stati utilizzati i dati relativi al periodo 1998-2017. Le serie di dati sono state preliminarmente visionate eliminando dati anomali ed eventuali errori sistematici di misurazione. Fino ad un massimo di due valori mancanti/anomali consecutivi si è proceduto alla ricostruzione mediante interpolazione lineare, oltre si è assunto il dato mancante. L'obiettivo successivo è stato quello di definire la marea associata agli eventi di Sciocco e di Bora-Levante precedentemente individuati, al fine di ricavare i valori medi delle creste e dei cavi di marea.

5.2.4. Marea associata agli eventi

Come marea associata agli eventi di Scirocco individuati si è assunta quella registrata, durante l'evento, dalla Stazione Mareografica di Grado. Per quanto riguarda gli eventi di Bora-Levante invece, che sono stati individuati a partire dai dati anemometrici della Piattaforma Acqua Alta, si è considerato il segnale di marea registrato alla Stazione Mareografica di Grado opportunamente shiftato di un valore pari al ritardo temporale presente tra il segnale in corrispondenza della stazione di Grado e della Piattaforma, pari a circa 40 minuti. Per ogni evento quindi è stato considerato il corrispondente segnale di marea, e successivamente sono stati ricavati la media delle creste, dei cavi e i valori massimi e minimi degli stessi. Infine è stata eseguita un'analisi statistica di tutti i dati

ricavati per ognuno degli eventi, al fine di individuare un valore medio delle creste e dei cavi in corrispondenza di venti di Scirocco e di Bora-Levante.

Piuttosto che la forma dell'oscillazione di marea si ritiene più significativa la sua ampiezza; si è quindi deciso di rappresentare la marea associata agli eventi come somma dell'oscillazione di marea astronomica media di ± 0.40 m e dell'innalzamento medio ricavato dall'analisi delle creste e dei cavi di marea durante gli eventi di Bora-Levante e Scirocco. Si ricorda che il segnale di marea fornito da una stazione è pari alla somma della componente astronomica e di quella meteorologica (sovrizzo), per questo motivo si è definita come marea da associare agli eventi un semplice segnale sinusoidale sovrapposto all'innalzamento del livello medio meteorologico, ovvero:

$$\eta(t) = \frac{H}{2} \sin(\omega t) + \Delta\eta \quad t = \text{durata evento considerato} \quad (5.4)$$

dove η è il livello di marea, H è l'ampiezza media di marea (pari a 0.80 m), ω è la frequenza del segnale con riferimento ad un periodo T di 12 ore, t è il tempo e $\Delta\eta$ è il sovrizzo del livello determinato a seguito dell'analisi statistica dei segnali di marea associata agli eventi (Tabella 5.13).

5.3. Definizione dell'anno medio con l'analisi degli eventi

Grazie all'analisi statistica dei dati di vento e di marea associata è stato dunque possibile definire un anno medio in termini di velocità e durata media annua dei venti di Scirocco e di Bora-Levante, con il rispettivo segnale sinusoidale di marea associata. Si riportano in Tabella 5.11 e Tabella 5.12 i risultati ottenuti dall'analisi statistica dei segnali di vento e di marea.

Tabella 5.11: Risultati dell'analisi dei dati di marea associati agli eventi di Scirocco.

Eventi di Scirocco con velocità media > 10 m/s										
Anno	N° ev	V _{med} (m/s)	V _{rms} media (m/s)	Durata (h)	η_{er} media (m)	η_{ev} media (m)	η_{er} max (m)	η_{ev} min (m)	H media (m)	H max (m)
1999	1	11.6	11.7	17.8	0.48	0.04	0.48	0.04	0.44	0.44
2000	1	10.6	10.7	13.5	0.59	-0.16	0.59	-0.16	0.75	0.75
	2	12.9	13.6	22.0	1.12	0.33	1.12	0.33	0.79	0.79
2002	1	11.7	11.7	23.8	0.26	-0.37	0.26	-0.37	0.62	0.62
2004	1	11.4	11.6	11.5	0.74	-0.08	0.75	-0.24	0.82	0.99
2005	1	13.8	14.0	12.0	0.63	-0.40	0.63	-0.40	1.03	1.03
2006	1	11.8	11.9	22.0	0.72	-0.02	0.72	-0.02	0.74	0.74
	2	10.7	11.1	34.4	0.98	-0.07	0.98	-0.07	1.05	1.05
2008	1	10.5	10.9	53.9	0.72	-0.10	0.74	-0.27	0.82	0.97
2009	1	10.7	11.2	28.2	1.07	-0.12	1.07	-0.12	1.19	1.19

5. Caratterizzazione del clima meteomarinario medio annuo: analisi dei dati di vento e marea

2014	1	10.9	11.3	14.5	0.75	-0.53	0.75	-0.53	1.28	1.28
	2	11.0	11.0	28.5	0.47	-0.59	0.47	-0.59	1.06	1.06
2016	1	12.3	12.5	11.5	0.92	-0.05	0.95	-0.16	0.97	1.11
	2	11.3	11.5	11.0	0.67	-0.07	0.70	-0.32	0.75	1.02
2017	1	12.2	12.6	28.0	0.35	0.01	0.35	0.01	0.34	0.34
	2	11.8	12.5	28.1	0.55	0.28	0.55	0.28	0.27	0.27

N° ev tot	V _{med} (m/s)	V _{rms} media (m/s)	Durata media annua (h)	η_{er} media (m)	η_{ev} media (m)	η_{er} max (m)	η_{ev} min (m)	H media (m)	H max (m)
16	11.6	11.9	18	0.69	-0.12	0.69	-0.16	0.81	0.85

Tabella 5.12: Risultati dell'analisi dei dati di marea associati agli eventi di Bora-Levante.

Eventi di Bora con velocità media > 10 m/s										
Anno	N° ev	V _{med} (m/s)	V _{rms} media (m/s)	Durata (h)	η_{er} media (m)	η_{ev} media (m)	η_{er} max (m)	η_{ev} min (m)	H media (m)	H max (m)
1998	1	10.3	11.3	43.8	0.30	-0.29	0.37	-0.39	0.60	0.76
	2	12.3	13.0	17.0	0.20	-0.46	0.20	-0.46	0.66	0.66
	3	11.0	11.4	67.0	0.08	-0.68	0.19	-0.82	0.76	1.01
	4	11.5	12.0	57.0	0.40	-0.69	0.46	-0.72	1.09	1.18
	5	10.7	12.2	73.9	0.32	-0.18	0.44	-0.29	0.50	0.57
	6	10.9	11.9	395.4	0.36	-0.38	0.87	-0.72	0.74	1.38
1999	1	11.0	11.6	48.0	0.13	-0.56	0.18	-0.83	0.69	0.96
	2	13.9	14.9	64.0	0.30	-0.63	0.41	-0.77	0.93	1.03
	3	10.5	11.2	62.4	0.28	-0.34	0.55	-0.66	0.63	1.09
	4	10.2	10.7	135.2	0.31	-0.26	0.70	-0.28	0.56	0.96
	5	11.2	12.6	72.1	0.63	-0.48	0.76	-0.73	1.11	1.49
	6	10.1	11.5	69.0	0.41	-0.01	0.47	-0.20	0.42	0.57
	7	11.7	12.6	37.0	0.98	-0.36	0.98	-0.36	1.34	1.34
	8	12.5	13.4	57.5	0.38	-0.05	0.53	-0.14	0.43	0.58
2001	1	11.6	13.0	153.7	0.20	-0.32	0.45	-0.63	0.52	0.84
	2	13.7	14.4	71.2	0.35	-0.44	0.56	-0.52	0.79	0.89
	3	12.1	13.3	23.0	0.07	-0.35	0.07	-0.35	0.42	0.42
	4	11.7	12.7	52.4	0.83	-0.57	0.93	-0.75	1.40	1.47
	5	10.4	11.6	124.3	0.07	-0.55	0.24	-0.70	0.62	0.94
	6	11.9	13.6	118.3	0.29	-0.70	0.45	-0.84	0.98	1.21
2002	1	10.7	12.5	94.0	0.30	-0.38	0.41	-0.63	0.68	0.94
	2	10.2	11.0	109.0	0.39	-0.37	0.70	-0.52	0.75	0.94
	3	11.1	12.2	340.3	0.46	-0.34	0.83	-0.51	0.80	1.30
2003	1	10.5	11.9	181.8	0.53	-0.12	0.78	-0.28	0.66	0.92
	2	13.0	13.6	92.3	0.21	-0.65	0.30	-0.99	0.86	1.22
	3	10.8	11.7	78.1	0.41	-0.40	0.63	-0.62	0.81	1.10
	4	11.5	12.4	31.5	0.55	-0.72	0.55	-0.72	1.27	1.27

Sulla dinamica delle bocche lagunari: il caso di Lignano

	5	11.2	12.0	56.9	0.36	-0.59	0.42	-0.78	0.95	1.13
	6	11.6	12.2	119.0	0.21	-0.36	0.35	-0.48	0.57	0.82
	7	10.3	11.3	126.7	0.50	-0.45	0.57	-0.61	0.95	1.11
	8	12.7	13.1	61.0	0.32	-0.65	0.41	-0.85	0.98	1.18
2004	1	13.6	14.7	40.3	0.39	-0.13	0.39	-0.13	0.52	0.52
	2	11.8	13.0	101.1	0.33	-0.56	0.54	-0.81	0.89	1.10
	3	11.4	12.1	24.0	0.57	-0.10	0.57	-0.10	0.67	0.67
	4	13.5	14.2	80.2	0.40	-0.05	0.54	-0.19	0.46	0.55
	5	10.5	11.6	69.1	0.39	-0.65	0.46	-0.69	1.04	1.11
	6	11.7	12.1	55.0	0.35	-0.46	0.47	-0.52	0.81	0.97
	7	11.5	12.0	83.1	0.50	-0.38	0.63	-0.48	0.88	1.07
	8	12.0	13.7	32.7	0.75	-0.10	0.98	-0.15	0.86	1.13
	9	10.3	11.5	69.3	0.55	-0.37	0.64	-0.67	0.92	1.29
2005	1	10.2	11.0	195.9	0.52	-0.45	0.78	-0.70	0.97	1.39
	2	10.7	11.7	57.7	0.42	-0.43	0.51	-0.44	0.85	0.95
	3	11.4	12.2	46.0	0.26	-0.36	0.55	-0.55	0.62	0.72
	4	12.8	14.3	76.7	0.48	-0.46	0.61	-0.60	0.95	1.21
	5	14.9	15.9	71.0	0.11	-0.32	0.29	-0.39	0.43	0.68
	6	14.3	15.0	144.0	0.33	-0.49	0.50	-0.69	0.82	1.19
2006	1	15.7	16.5	58.0	0.01	-0.63	0.15	-0.68	0.64	0.73
	2	11.0	11.9	59.4	0.25	-0.41	0.25	-0.41	0.66	0.66
	3	10.2	11.4	78.2	0.33	-0.40	0.46	-0.42	0.73	0.88
	4	12.0	13.0	32.3	0.54	-0.26	0.54	-0.26	0.80	0.80
	5	11.4	12.5	162.8	0.27	-0.81	0.39	-0.93	1.08	1.22
2007	1	11.1	11.7	42.4	0.39	-0.11	0.39	-0.11	0.50	0.50
	2	10.1	10.4	61.1	0.14	-0.31	0.30	-0.53	0.46	0.68
	3	10.4	11.1	68.7	0.26	-0.34	0.34	-0.40	0.61	0.62
	4	12.4	12.8	78.7	0.19	-0.31	0.32	-0.51	0.49	0.61
2008	1	14.6	15.4	97.9	0.32	-0.48	0.56	-0.66	0.80	1.01
	2	11.5	12.0	33.1	0.32	-0.46	0.32	-0.70	0.78	1.01
	3	10.6	11.4	128.0	0.24	-0.82	0.29	-0.93	1.05	1.17
2009	1	10.8	11.3	36.3	0.48	-0.45	0.49	-0.62	0.93	1.11
2010	1	12.5	13.3	122.5	0.19	-0.38	0.37	-0.48	0.57	0.74
	2	10.7	11.2	41.0	0.40	-0.18	0.58	-0.30	0.59	0.64
2011	1	11.2	11.9	97.2	0.44	-0.45	0.50	-0.70	0.89	1.20
	2	10.5	11.6	134.0	0.37	-0.34	0.51	-0.67	0.71	1.05
2012	1	14.1	14.8	376.3	0.24	-0.52	0.48	-1.01	0.76	1.29
	2	10.1	11.6	41.2	0.22	-0.63	0.26	-0.78	0.85	0.96
	3	12.5	13.4	40.9	0.24	-0.25	0.24	-0.25	0.49	0.49
	4	11.2	11.6	72.6	0.37	-0.46	0.54	-0.76	0.84	1.23
	5	12.9	13.7	37.1	0.80	-0.01	0.91	-0.11	0.81	1.02
2013	1	11.5	12.1	39.5	0.75	-0.09	0.75	-0.09	0.84	0.84
	2	10.7	11.2	148.2	0.57	-0.11	0.87	-0.28	0.68	1.15
	3	10.0	10.9	34.2	0.77	-0.24	0.77	-0.24	1.01	1.01
2015	1	12.9	14.2	123.9	0.67	-0.26	0.82	-0.44	0.93	1.25

	2	10.3	10.6	39.2	0.21	-0.50	0.38	-0.51	0.71	0.89
	3	11.4	11.9	42.9	0.44	-0.40	0.58	-0.50	0.84	0.91
	4	11.3	11.7	168.8	0.45	-0.52	0.64	-0.64	0.96	1.19
	5	10.3	11.0	37.8	0.52	-0.28	0.53	-0.32	0.80	0.84
2016	1	10.2	11.2	12.2	0.15	-0.40	0.15	-0.40	0.55	0.55
	2	11.8	12.5	52.4	0.24	-0.14	0.24	-0.14	0.38	0.38
	3	10.1	10.6	60.4	0.39	-0.21	0.45	-0.39	0.60	0.72
	4	11.7	12.2	67.8	0.31	-0.47	0.40	-0.51	0.78	0.85
	5	12.3	12.9	34.0	0.34	-0.49	0.34	-0.49	0.83	0.83
	6	11.6	12.1	37.0	0.41	-0.41	0.54	-0.49	0.82	1.03

N° ev tot	V _{med} (m/s)	V _{rms} media (m/s)	Durata media annua (h)	η_{cr} media (m)	η_{cv} media (m)	η_{cr} max (m)	η_{cv} min (m)	H media (m)	H max (m)
82	11.6	12.4	349	0.37	-0.39	0.50	-0.52	0.77	0.95

La Tabella 5.13 riporta una sintesi dei valori medi di velocità e durata media annua del vento e il valore delle creste e dei cavi del segnale di marea, rispettivamente associati agli eventi di Scirocco e Bora-Levante.

Tabella 5.13: Tabella riassuntiva dei risultati dell'analisi degli eventi di Bora-Levante e Scirocco e della marea associata agli eventi.

	Vento	
	Scirocco	Bora-Levante
N° eventi totali	16	82
Durata tot eventi (h)	361	6977
Durata media annua (h)	18	349
V_{med} (m/s)	11.6	11.6
V_{rms} media (m/s)	11.9	12.4
η_{cr} media (m)	0.69	0.37
η_{cv} media (m)	-0.12	-0.39
η_{cr} max (m)	0.69	0.50
η_{cv} min (m)	-0.16	-0.52
H media (m)	0.81	0.77
H max (m)	0.85	0.95

I valori di durata media annua per Scirocco e Bora sono stati ottenuti dividendo le rispettive durate totali degli eventi registrati per il numero di anni di osservazione. Per lo Scirocco si è ottenuto un valore di 18 ore, mentre per la Bora 349 ore. Per quanto riguarda lo Scirocco si è scelto di adottare per l'evento medio una durata di 24 ore, mentre per la Bora una durata di 384 ore; questo in modo da poter avere delle oscillazioni di marea complete associate ad entrambi i venti.

Per quanto riguarda la Bora si è scelto di adottare un fattore morfologico pari a 8, mantenendo invece un valore unitario per lo Scirocco. Il valore di 8 è stato scelto in modo da non introdurre fattori di scala che potessero generare effetti non realistici; esso è abbastanza ridotto e non produce effetti inaspettati in termini di variazioni morfologiche, costituendo quindi un buon compromesso per contenere i tempi computazionali.

Dall'analisi degli eventi, l'anno medio risulta quindi definito dalla successione dei seguenti input (come riportato in Figura 5.15):

- 24 ore di Scirocco (direzione di provenienza rappresentativa: 165° N) con velocità di 12 m/s, marea associata avente cresta e cavo di $+0.70/-0.10$ m e fattore morfologico unitario;
- 48 ore di Bora-Levante, nel seguito indicata semplicemente come Bora (direzione di provenienza rappresentativa: 60° N) con velocità di 12 m/s, marea associata con cresta e cavo di $+0.40/-0.40$ m e fattore morfologico pari a 8.

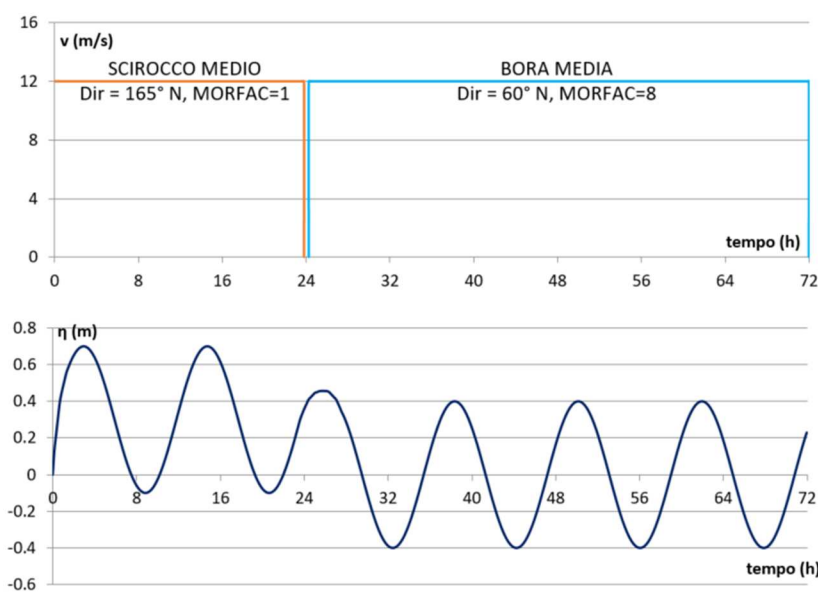


Figura 5.15: Rappresentazione grafica dell'anno medio in termini di vento e marea.

Si osserva, dunque, che durante gli eventi di Scirocco il livello medio del mare subisce un sovrizzo meteorologico di circa 30 cm rispetto allo SWL, mentre durante gli eventi di Bora non esiste nessun sovrizzo.

I segnali di vento e marea come rappresentati in Figura 5.15 costituiscono gli input per la successiva fase di modellazione idro-morfodinamica.

Come già precedentemente riportato, si è visto che in laguna le onde da vento per velocità maggiori di 10 m/s hanno il ruolo predominante nei meccanismi di trasporto dei

sedimenti (Petti et al., 2018, 2020); nelle restanti ore che compongono un anno, pertanto, si assume che non si generino modifiche apprezzabili del fondo.

5.4. Eventi estremi di Bora e Scirocco

Gli eventi di Bora con velocità media maggiore o uguale a 10 m/s, individuati nell'arco dei 20 anni analizzati, sono molto numerosi (Tabella 5.12) e generalmente tendono a persistere per tempi lunghi, come si evince dalla Figura 5.16, in cui è riportata la media della durata degli eventi di Bora e Scirocco in ciascun anno di registrazione.

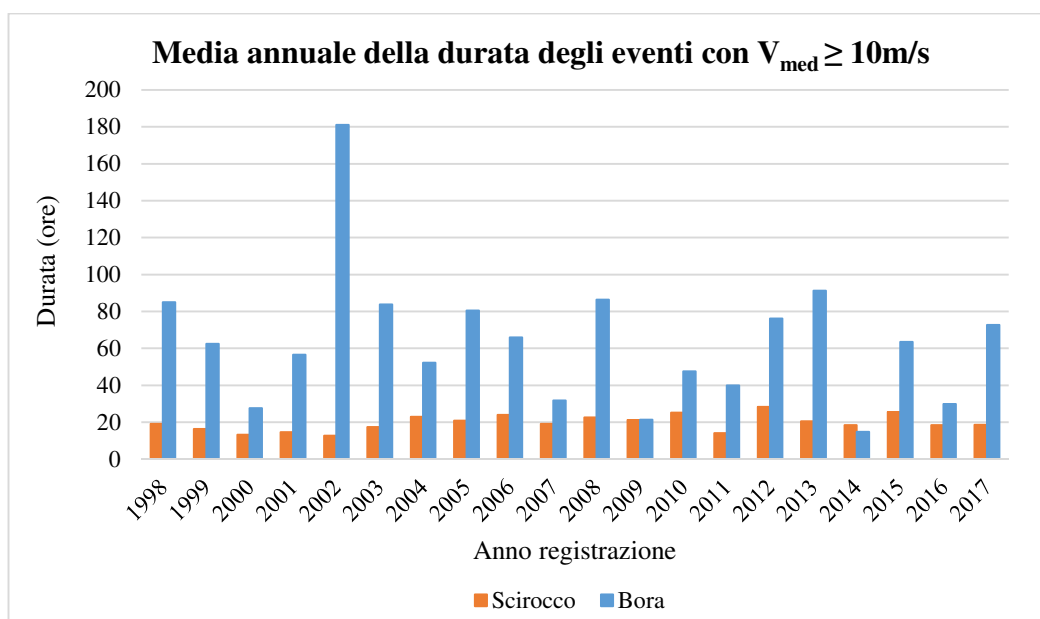


Figura 5.16: Media annuale della durata degli eventi di Bora e Scirocco con velocità media maggiore di 10 m/s.

Questo inevitabilmente comporta che durante uno stesso evento, soprattutto se di lunga durata, vi possano essere notevoli variazioni di velocità, con picchi di intensità anche molto elevati. Nella definizione dell'evento medio annuo, che si basa sulla media di tutte le velocità registrate durante gli eventi al di sopra di una data soglia, inevitabilmente si perdono i tratti di registrazione relativi ai valori più alti; questo è evidenziato anche in Tabella 5.14 e Tabella 5.15, che riportano i valori medi annuali di velocità media (V_{med}), quadratica media (V_{rms}) e massima (V_{max}) degli eventi individuati, per entrambe le direzioni di Scirocco e Bora.

Si vede come le velocità medie possano differire anche molto dalle velocità massime, soprattutto per quanto riguarda i venti di Bora (Tabella 5.15). L'effetto di queste velocità massime sui meccanismi di trasporto solido sotto costa potrebbe essere significativo, pur trattandosi di eventi isolati. In questo senso, non volendo a priori escludere il peso degli eventi più alti nei processi morfodinamici in atto in corrispondenza della bocca di Lignano, è stata posta particolare attenzione anche all'evolversi di venti con velocità maggiore.

Tabella 5.14: Media di velocità media (V_{med}), quadratica media (V_{rms}) e velocità massima (V_{max}) degli eventi di Scirocco per ogni anno.

Eventi di Scirocco con $V_{med} > 10$ m/s			
Anno	media V_{med} (m/s)	media V_{rms} (m/s)	media V_{max} (m/s)
1998	0	0	0
1999	11.23	11.36	13.95
2000	11.64	11.93	16.43
2001	10.93	11.09	14.20
2002	11.48	11.58	14.29
2003	11.42	11.82	15.50
2004	11.35	11.63	15.30
2005	13.80	13.97	18.40
2006	11.22	11.51	14.10
2007	12.73	12.86	15.40
2008	10.66	11.15	17.25
2009	10.36	10.68	13.65
2010	0	0	0
2011	10.07	10.25	12.60
2012	13.92	14.11	17.70
2013	10.08	10.50	14.50
2014	11.51	11.82	14.30
2015	0	0	0
2016	11.19	11.37	14.58
2017	11.74	12.21	15.36
Media	11.49	11.76	15.15

Tabella 5.15: Media di velocità media (V_{med}), quadratica media (V_{rms}) e velocità massima (V_{max}) degli eventi di Bora per ogni anno.

Eventi di Bora con $V_{med} > 10$ m/s			
Anno	media V_{med} (m/s)	media V_{rms} (m/s)	media V_{max} (m/s)
1998	11.02	11.80	18.69
1999	11.68	12.60	20.19
2000	11.54	12.92	19.61
2001	11.69	12.67	19.43
2002	10.65	11.88	20.64
2003	11.73	12.47	19.16
2004	12.34	13.21	20.13
2005	12.11	12.92	20.25
2006	11.91	12.84	20.49
2007	11.62	12.06	17.73
2008	12.26	12.93	19.33
2009	11.81	12.14	15.90
2010	10.88	11.44	17.70
2011	10.95	11.64	17.91
2012	11.96	12.68	20.31
2013	10.34	11.04	17.85
2014	12.11	12.44	17.03
2015	11.66	12.34	19.43
2016	11.99	12.51	17.87
2017	12.09	12.68	20.50
Media	11.62	12.36	19.01

Si è quindi passati all'individuazione degli eventi estremi in termini di intensità, caratterizzati da durate decisamente inferiori rispetto alle condizioni medie sopra riprodotte, in modo da analizzare gli effetti sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe per mezzo delle simulazioni idro-morfodinamiche. Tra gli eventi precedentemente individuati, sono stati selezionati quelli con i massimi valori di velocità, sia per lo Scirocco che per la Bora, estrapolando la finestra temporale in cui tale velocità si è mantenuta al di sopra della soglia dei 12 m/s. Questa scelta è stata fatta al fine sia di poter simulare delle velocità superiori a quelle che caratterizzano l'anno medio ricavato in precedenza, sia per avere delle finestre di durata più breve per contenere i tempi computazionali.

La marea associata corrisponde a quella ricostruita nell'analisi degli eventi precedentemente descritta, in modo tale da avere le medesime condizioni di marea sia nel clima anemometrico medio che durante gli eventi più alti e poter quindi valutare il contributo di durata ed intensità del vento sui corrispondenti effetti morfodinamici.

Le registrazioni individuate, definite nel seguito come eventi estremi, insieme alle rispettive oscillazioni del pelo libero, sono riportate in Tabella 5.16 e Figura 5.17.

Tabella 5.16: Caratterizzazione degli eventi estremi di Scirocco e di Bora.

	Evento estremo di Scirocco	Evento estremo di Bora
Data e ora inizio	06.11.2000 – 10:45	22.11.2005 – 00:00
Data e ora fine	06.11.2000 – 23:45	23.11.2005 – 12:00
Durata (ore)	13	36
Velocità rms media (m/s)	15.5	19.4
Velocità massima (m/s)	20.0	27.1
η_{cr} marea (m)	+0.70	+0.40
η_{cv} marea (m)	-0.10	-0.40

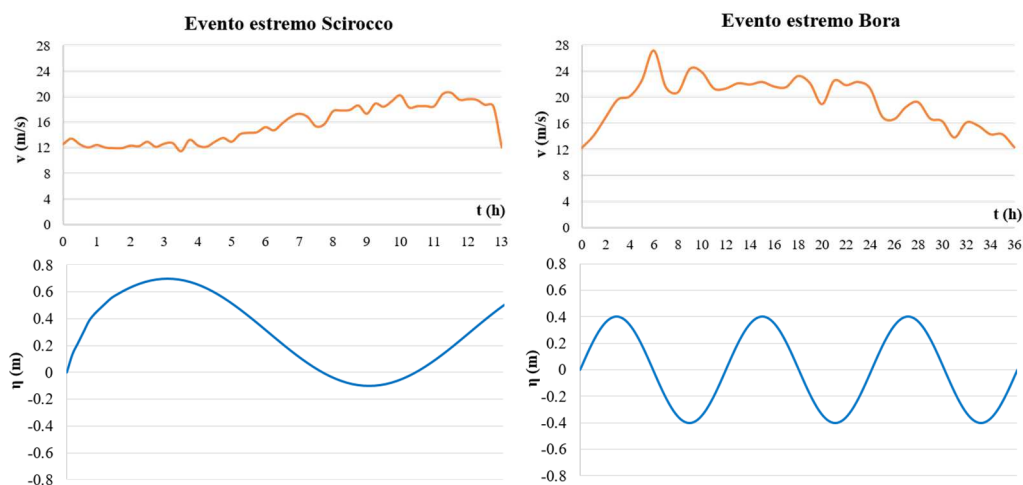


Figura 5.17: Rappresentazione grafica degli eventi estremi di Scirocco e di Bora in termini di vento e marea.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

Come anticipato nei capitoli precedenti, l'evoluzione di una bocca lagunare e delle morfologie ad essa associate non è caratterizzata dalla prevalenza di un singolo fenomeno, ma è il risultato della complessa interazione non lineare tra diversi fattori: le oscillazioni dei livelli di marea e le relative correnti, le correnti da vento e la propagazione sotto costa delle onde generate al largo (Byrne et al., 1980; FitzGerald e Buynevich, 2019). A loro volta, queste ultime sono responsabili delle forzanti idrodinamiche che inducono le correnti *long-shore* e *cross-shore* all'interno della *surf zone*. Il corrispondente trasporto dei sedimenti coinvolge necessariamente la bocca lagunare, non solo durante le mareggiate più intense ma meno frequenti, ma anche in condizioni più ordinarie, grazie alle correnti di marea che ridistribuiscono il materiale depositato in prossimità della bocca, con un'azione periodica e quindi ripetuta nel tempo (de Swart e Zimmerman, 2009; Petti et al., 2020, 2021b). Tutte queste dinamiche identificano le lagune come ambienti di transizione fortemente complessi e in continuo cambiamento. Ogni componente inoltre agisce su differenti scale temporali: le maree si ripetono periodicamente ogni 12-24 ore e rimodellano continuamente il profilo del fondo. Un'intensa mareggiata, invece, può durare solo poche ore o giorni, ma può avere un forte impatto erosivo che richiede successivamente dei tempi lunghi per ristabilire una nuova condizione di equilibrio. Si comprende bene, dunque, che lo studio della possibile evoluzione morfologica di una bocca lagunare e delle morfologie limitrofe richiede per prima cosa di capire quali siano gli eventi da considerare e su quale intervallo temporale, nonché le principali componenti di trasporto dei sedimenti ed infine i trend di deposito o erosione.

Dopo l'analisi dei dati anemometrici, che ha sottolineato la prevalenza dei venti di Bora-Levante e Scirocco per la zona in esame, il passo successivo è quello di comprendere quali siano gli attori principali nelle dinamiche di trasporto solido nelle zone prossime alla bocca di Lignano (Petti et al., 2020); passaggio fondamentale è la valutazione del peso delle diverse forzanti sull'evoluzione morfologica nel breve-medio termine sul canale principale e sulla sezione trasversale della bocca, sull'intera fascia costiera adiacente e poi, nel dettaglio, sul delta di riflusso. Diventa importante comprendere, inoltre, quali siano gli effetti sulle diverse morfologie al termine di un anno medio e di singole mareggiate, in relazione alle successioni di vento e marea determinate nel Capitolo 5.

Un altro punto delicato riguarda l'analisi del deposito formatosi a ridosso del molo protettivo della darsena del Porto di Punta Faro. La ricerca di una risposta a come si sia formato tale accumulo di materiale sabbioso può essere fatta a partire dal confronto delle variazioni del fondo in diverse condizioni: una in cui il deposito si estende solo per una parte ridotta del molo, e una attuale, in cui invece il deposito interessa ormai tutta la sua

lunghezza. Questa valutazione comparativa può far emergere eventuali differenze nell'evoluzione morfologica della sezione trasversale della bocca di Lignano e suggerire quale componente può aver avuto un peso maggiore.

Per prima cosa si procede descrivendo le fasi di preparazione e *set up* dei modelli numerici, in particolare la realizzazione delle griglie di calcolo e la scelta dei parametri di calibrazione.

6.1. *Set up* dei modelli numerici

Il primo importante passo per effettuare lo studio attraverso la modellazione numerica prevede la ricostruzione della geometria dell'area di interesse, mediante la realizzazione di una griglia di calcolo adeguata.

Come visto nel Capitolo 3, i modelli spettrale e morfodinamico operano su griglie di calcolo distinte, per dimensione e struttura, realizzate secondo lo schema riportato in Figura 6.1.

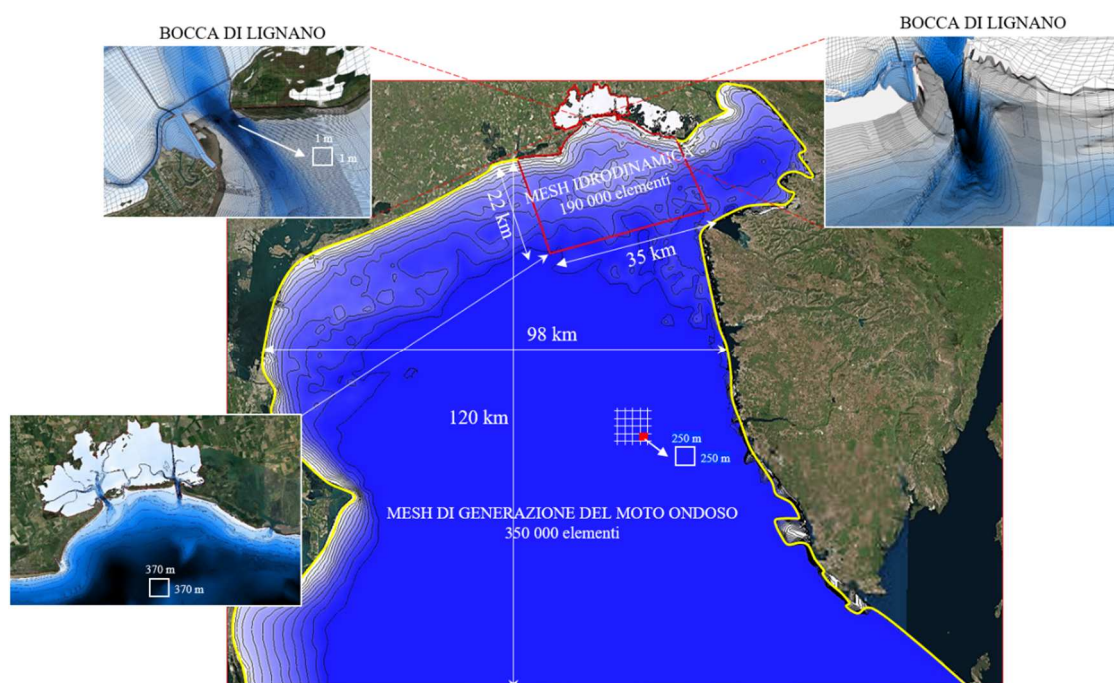


Figura 6.1: *Mesh* di calcolo spettrale e idrodinamica.

La *mesh* del modello spettrale è una griglia strutturata regolare, composta da celle quadrate aventi dimensione pari a 250 m, e copre un'estensione del Nord Adriatico di circa 100 km (in direzione Ovest-Est) per 120 km (in direzione Nord-Sud); quest'ultima dimensione è stata scelta dopo aver verificato che distanze maggiori non apportassero ulteriori contributi al processo di generazione del moto ondoso al largo, soprattutto nella direzione dello Scirocco. La verifica preliminare è stata condotta attraverso ripetute

prove con lunghezze crescenti e comparazione relativa dei risultati, oltre che con confronti con il modello di generazione SMB, che per quanto semi-empirico risulta ancora uno strumento molto robusto di confronto.

SWAN è stato utilizzato in modalità stazionaria, modalità che riproduce una condizione di moto ondoso completamente sviluppato. Nel termine sorgente di input da vento è stata impostata una crescita lineare del vento, scegliendo l'approccio di Cavaleri e Malanotte-Rizzoli (1981), ricercatori che hanno lavorato a lungo sul Nord Adriatico. Per la valutazione delle dissipazioni al fondo è stata utilizzata l'espressione proposta da Madsen (1988), assumendo una scabrezza equivalente del fondo K_N costante sul dominio e pari a 0.02 m. La dissipazione per frangimento in acque di transizione e profonde è quella proposta da Hasselmann (1974), mentre il termine di frangimento in acque basse viene valutato adottando l'approccio di Battjes e Janssen (1978) con un coefficiente di frangimento γ pari a 0.78, corrispondente al rapporto tra la massima altezza d'onda frangente ed la profondità locale.

La *mesh* idrodinamica (Figura 6.1) ha dimensioni molto minori della precedente e copre solo la parte di interesse della Laguna di Marano e Grado, ovvero quella corrispondente ai bacini afferenti alle bocche di Lignano, Sant'Andrea e Porto Buso, insieme ad una porzione di mare prospiciente avente estensione pari a circa 22 km per 35 km. I contorni sono stati tracciati seguendo, per quanto possibile, dei limiti considerati idraulicamente invalicabili, come le arginature esterne ed interne a perimetrazione delle valli da pesca. Anche questa *mesh* è strutturata ma, a differenza di quella spettrale, le celle sono quadrangolari irregolari e le dimensioni variano da un massimo di circa 370 m, in mare aperto, ad un minimo di 1 m in prossimità della zona oggetto di studio, dove è richiesto un maggiore grado di dettaglio per rappresentare al meglio le variabili idrodinamiche. La quotatura è stata fatta utilizzando i dati più recenti messi a disposizione da fonti diverse. Nello specifico, i dati batimetrici utilizzati sono (Figura 6.2):

- curve batimetriche dell'Alto Adriatico fornite dall'ARPA FVG (2012);
- curve di livello dei rilievi OGS del 2003 per la zona antistante al litorale di Lignano e Bibione;
- rilievo di dettaglio della bocca di Lignano eseguito dallo Studio Rinaldo nel dicembre 2017;
- rilievo di dettaglio del canale di accesso alla bocca eseguito da La Dragaggi nel luglio 2017.

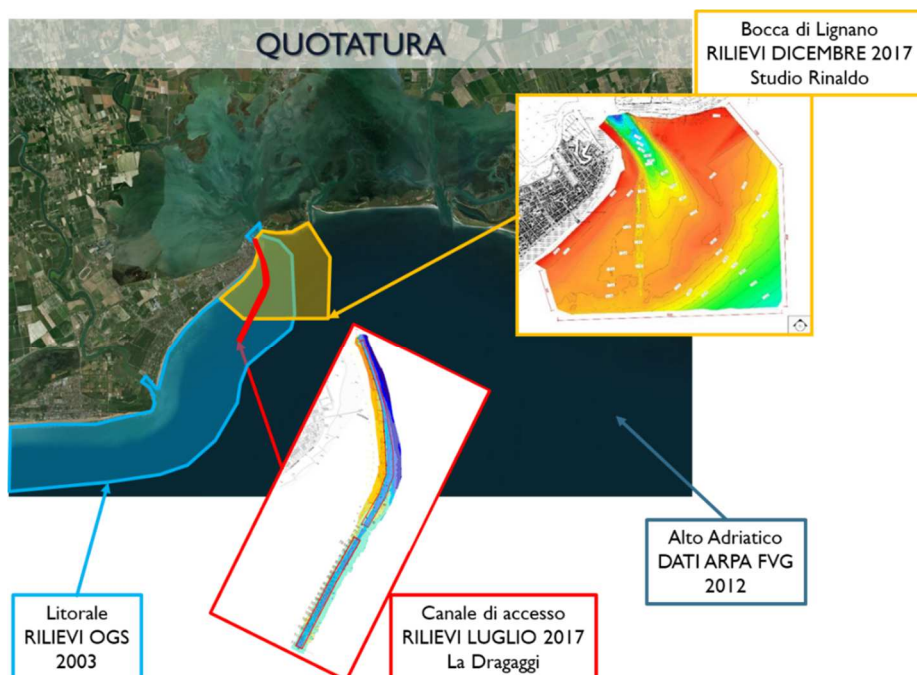


Figura 6.2: Dati batimetrici utilizzati per la quotatura della *mesh* nella condizione attuale.

Per l'assegnazione del coefficiente di Manning nella *mesh* idrodinamica sono state riprese le macro-classi omogenee, già definite in un precedente studio sulla laguna (Petti et al., 2018), che tengono conto complessivamente della granulometria, delle forme di fondo e della presenza o meno di vegetazione. A ciascuna classe è stato assegnato un valore del coefficiente di scabrezza determinato attraverso un processo di calibrazione, basato sul *best-fitting* nel confronto tra i livelli simulati e quelli registrati contemporaneamente da più mareografi dislocati all'interno della laguna, in una stessa finestra temporale: nei canali lagunari e in mare aperto $n = 0.025 \text{ s/m}^{1/3}$; nelle piane tidali $n = 0.028 \text{ s/m}^{1/3}$; nelle aree coperte da fanerogame $n = 0.033 \text{ s/m}^{1/3}$; infine nelle zone emerse/semi-emerse $n = 0.04 \text{ s/m}^{1/3}$. La densità dell'acqua è stata assunta pari a 1026 kg/m^3 e il coefficiente di viscosità cinematica pari a $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. La densità dei sedimenti granulari sabbiosi è di 2760 kg/m^3 , mentre il d_{50} rappresentativo è pari a $200 \mu\text{m}$, come determinato sulla base di precedenti indagini granulometriche effettuate lungo il litorale di Lignano. Per il trasporto solido al fondo è stata utilizzata la formula di Van Rijn (1993) (3.85). Il coefficiente di *drag* da vento è stato assegnato pari a 0.0018, valore compatibile con i dati di letteratura e, soprattutto, con l'innalzamento del livello medio d'acqua che si verifica nel bacino di Lignano durante gli eventi di Bora, come verrà illustrato in seguito.

Per il passaggio dei dati tra il modello spettrale e il modello morfodinamico, come riportato al Capitolo 3, il codice utilizza una griglia cartesiana di scambio, sulla quale vengono interpolati i dati provenienti da ciascuno dei moduli, prima di essere passati al successivo.

Come noto, per l'unicità della soluzione l'assegnazione delle condizioni al contorno è determinante. In linea di principio, esse devono tenere conto dell'influenza sulla fisica che la parte di dominio non rappresentata numericamente esercita su quella modellata.

Per quanto riguarda il dominio di calcolo spettrale, le condizioni al contorno coinvolgono sia l'aspetto geografico che quello delle frequenze e direzioni. Per i confini emersi viene posta una condizione di assorbimento totale delle componenti d'onda incidenti, mentre sul contorno liquido viene posta una condizione di trasparenza, ovvero di uscita libera delle componenti d'onda. Si è posta la massima attenzione nel porre i contorni del dominio di calcolo spettrale il più lontano possibile dall'area di studio, per evitare che i transitori generati in corrispondenza del contorno (ed eventuali oscillazioni numeriche prive di significato fisico) influiscano sulle aree oggetto dello studio.

Nella *mesh* idrodinamica è stata assegnata una condizione di marea entrante sul bordo orientale e uscente da quello occidentale, riproducendo così il movimento antiorario della marea nel Nord Adriatico. Sui restanti contorni è stata impostata la condizione di non attraversamento.

6.2. Depositi ed erosioni su bocca, spiaggia e delta di riflusso

Il continuo scambio di sedimenti tra le correnti di marea e le onde da vento governa i principali processi morfologici che avvengono nella fascia costiera vicino alla bocca, in piena sintonia con l'equilibrio dinamico dell'ambiente (Petti et al., 2021a; Green e Coco, 2014; Brocchini e Baldock, 2008; Hibma et al., 2004; Wright e Short, 1984). La coesistenza di diversi fattori, inclusi gli interventi antropici, porta infatti allo sviluppo di continui cambiamenti nei depositi e nelle erosioni che alterano la morfologia del fondo (de Swart e Zimmerman, 2009). Nel corso degli ultimi 40 anni, in seguito alla costruzione della darsena del Porto di Punta Faro, si è verificata un'importante alterazione della sezione trasversale della bocca di Lignano, come discusso in seguito, alterazione che ha coinvolto anche le morfologie limitrofe, dalla spiaggia ad ovest della bocca al delta di riflusso. A tale proposito, si è ritenuto importante condurre un'analisi dei depositi e delle erosioni in corrispondenza della bocca, del litorale di Lignano e del lobo terminale del delta di riflusso, valutando la variazione del fondo al termine delle simulazioni rispetto alla condizione iniziale. Tali valutazioni sono state effettuate simulando sia l'anno medio che i due eventi più intensi di Bora e Scirocco, definiti nel Capitolo 5, al fine di comprendere il diverso contributo che velocità, direzione di provenienza e durata del vento possono avere sul moto ondoso, sull'entità delle tensioni tangenziali al fondo e quindi sui volumi di sedimenti depositati o erosi nelle aree pertinenti alla bocca.

Per poter fare delle valutazioni quantitative sono state definite alcune aree ritenute rappresentative delle diverse morfologie, tracciate principalmente in funzione dell'andamento dei fondali, come evidenziato in Figura 6.3: in corrispondenza della bocca è stata selezionata un'area compresa fra il molo a protezione della darsena e l'isola

Marinetta, proprio a cavallo dell'ingresso in laguna. Lungo la spiaggia è stata tracciata una fascia rappresentativa della porzione più prossima al litorale emerso, che si estende fino ad una profondità di circa 2-3 m (denominata area A1), con uno spessore medio di 300 m, dalla foce del Tagliamento fino alla bocca di Lignano (Figura 6.3). Infine, il delta di riflusso si estende su un'ampia superficie, occupando un volume notevole che interessa tutta la porzione verso mare antistante alla bocca. In questo studio si è deciso di limitare l'analisi ad un'area più localizzata (Figura 6.3) ritenuta rappresentativa del lobo terminale del delta e che ne segue la forma arcuata.

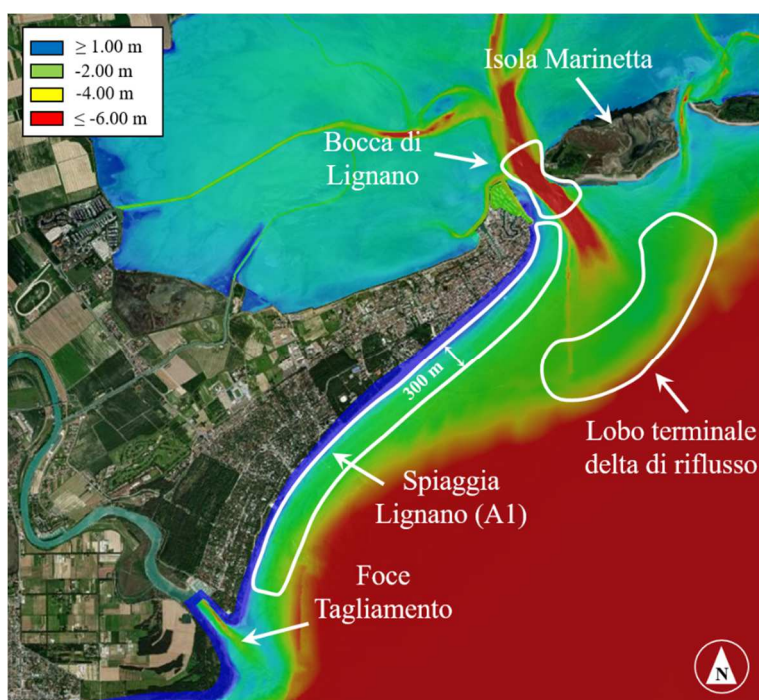


Figura 6.3: Regioni considerate per il calcolo dei volumi di sedimenti erosi e depositati sulla bocca, sulla spiaggia e sulla barra del delta di riflusso.

Una sintesi delle simulazioni effettuate, sia dell'anno medio che dei due eventi estremi di Scirocco e Bora, è proposta in Figura 6.4, dove le erosioni sono riportate in scala di rosso e i depositi in scala di marrone.

Le immagini evidenziano chiaramente già alcune differenze tra gli effetti dell'anno medio e degli eventi estremi. Si vede in generale come l'anno medio incida in maniera significativa e diffusa sulle aree considerate, sia in termini di erosioni che di depositi.

L'evento di Scirocco sembrerebbe invece non avere un peso rilevante sulle morfologie prese in considerazione, mentre al termine dell'evento di Bora si osserva un'evidente erosione sulla bocca e sul canale principale di riflusso e nel contempo un deposito sul lobo terminale del delta.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

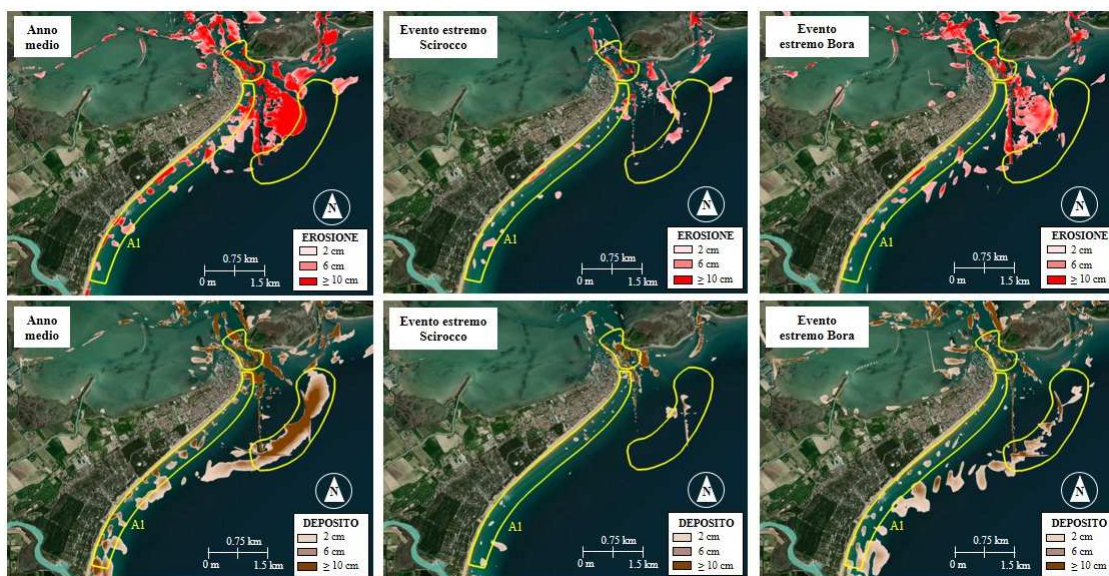


Figura 6.4: Erosioni e depositi nelle tre regioni di analisi, riportate in giallo. La prima riga mostra l'erosione al termine dell'anno medio, dell'evento di Scirocco e di Bora, mentre la seconda riga riporta i depositi per le stesse condizioni.

Nella Figura 6.5 sono riportati i volumi dei depositi e delle erosioni calcolati all'interno delle aree precedentemente definite, considerando gli eventi di Scirocco e di Bora sia al termine dell'anno medio che quelli estremi e calcolandone i rispettivi contributi, in modo da poter ottenere un confronto che tenga conto delle diverse velocità e durate. Tale confronto è utile per capire il peso degli effetti morfodinamici indotti dalle forzanti più frequenti ma meno intense, rappresentative dell'anno medio, rispetto a quelle che agiscono durante condizioni di breve durata ma con intensità decisamente maggiore.

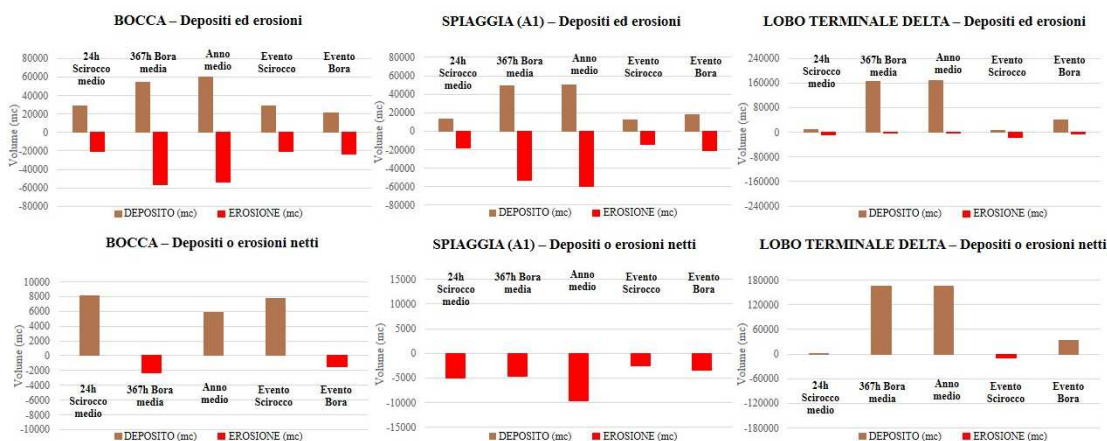


Figura 6.5: Istogrammi che mostrano i valori di erosione e deposito parziale (riga superiore) e netti (riga inferiore) dopo un anno medio (di cui si riportano anche i contributi di Scirocco e Bora media separatamente), evento di Scirocco ed evento di Bora, per le tre regioni considerate.

Di seguito sono riportate alcune osservazioni relative ai risultati per le tre diverse aree considerate.

6.2.1. Area a ridosso della bocca

Gli effetti prodotti sulla bocca dallo Scirocco nell'anno medio e durante l'evento estremo sono pressoché gli stessi, sia in termini di erosioni che di depositi, nonostante quest'ultimo abbia una durata pari a poco più della metà dello Scirocco medio ma una velocità media maggiore. I depositi all'interno della bocca al termine dell'anno medio sono dovuti prevalentemente allo Scirocco, mentre le erosioni alla Bora. Anche gli effetti netti della Bora media e dell'evento estremo di Bora sono tra loro comparabili, nonostante le erosioni e i depositi parziali della Bora media siano maggiori. Quindi, all'interno della bocca l'intensità dell'evento sembra essere più rilevante rispetto alla durata, sia per lo Scirocco che per la Bora.

6.2.2. Litorale di Lignano

Per quanto riguarda la spiaggia sono state poi aggiunte all'area A1 due ulteriori fasce di ampiezza rispettivamente pari a 600 e 1000 m, denominate A2 e A3 (Figura 6.6), con A1 sottoinsieme di A2 e A2 sottoinsieme di A3, per valutare se i volumi depositati o erosi fossero proporzionali alla superficie considerata.



Figura 6.6: Rappresentazione delle tre fasce di spiaggia considerate, di estensione 300 m (A1), 600 m (A2) e 1000 m (A3) verso il mare aperto.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

Per le aree individuate si è ritenuto più significativo valutare separatamente i diversi contributi di deposito ed erosione con alcune considerazioni sugli effetti locali, confrontando i volumi con quelli annuali necessari per i ripascimenti del litorale.

Innanzitutto si osserva che i volumi di materiale eroso e depositato non sono proporzionali alla superficie di ogni fascia (Figura 6.7).

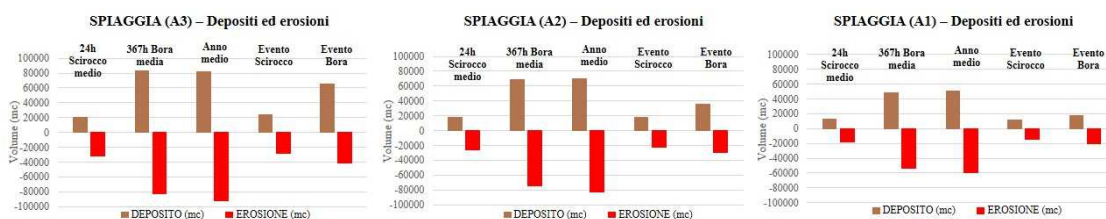


Figura 6.7: Istogrammi che riportano i valori di erosione e deposito parziale dopo un anno medio (di cui si riportano anche i contributi di Scirocco e Bora media separatamente), evento di Scirocco ed evento di Bora per le tre fasce di spiaggia considerate.

Per tutte e tre le aree considerate il maggiore contributo di erosione si ha al termine dell'anno medio, in particolare a seguito degli eventi medi di Bora. Lo Scirocco ha effetti simili sia come vento medio che estremo. All'interno dell'area A3, l'erosione dovuta all'evento estremo di Bora è il 51% di quella dovuta all'anno medio; per l'area A2 il valore cala al 36%, mentre per l'area A1 al 35%. Osservazioni analoghe possono essere fatte per l'evento estremo di Scirocco: le percentuali sono rispettivamente 31%, 27% e 24%. Pertanto sia l'evento estremo di Bora che quello di Scirocco determinano comunque un'erosione significativa della spiaggia se confrontati con l'anno medio, nonostante la loro durata sia considerevolmente minore (meno del 10% dell'anno medio).

La Figura 6.8 mostra che in tutte le simulazioni ci sono porzioni della spiaggia che risultano sempre soggette ad erosione, alcune comuni a tutte e tre le condizioni (evidenziate in giallo).



Figura 6.8: Erosioni lungo la spiaggia di Lignano. La prima riga evidenzia in giallo le aree di erosione comuni a tutte e tre le simulazioni nella zona di Lignano Pineta, mentre la seconda riga riporta il tratto più vicino alla bocca.

In particolare, si è osservato che la collocazione delle aree con maggiore erosione coincide proprio con quelle che effettivamente necessitano annualmente di operazioni di ripascimento per ricostituire la spiaggia (evidenziate in giallo in Figura 6.8), soprattutto a causa della perdita di materiale sabbioso durante le mareggiate autunnali e invernali più intense. Inoltre si è osservato che i volumi dei sedimenti erosi stimati è confrontabile con quelli che vengono mediamente ricollocati sulla spiaggia, pari a circa 80000-100000 m³. Questo riscontro fornisce una qualche verifica della procedura adottata e dei risultati ottenuti, mancando su questa scala la possibilità di fare verifiche più accurate.

Un altro aspetto da sottolineare è che gli effetti erosivi nella parte terminale della spiaggia di Lignano più vicina alla bocca, approssimativamente da Terrazza a Mare fino al canale di accesso in laguna (Figura 6.8), si osservano solo al termine dell'anno medio.

6.2.3. Lobo terminale del delta di riflusso

Alla fine dell'anno medio gli effetti dello Scirocco medio sul lobo terminale del delta di riflusso sono pressoché insignificanti. Anche l'evento estremo di Scirocco produce in quest'area un'erosione di entità trascurabile e confrontabile con quella dello Scirocco medio, nonostante vi siano degli approfondimenti localizzati maggiori di quelli che si hanno con lo Scirocco medio. La maggior parte del deposito sembra essere dovuta alla Bora media, probabilmente a seguito della durata decisamente più prolungata. Tuttavia anche l'evento estremo di Bora fornisce un contributo apprezzabile in termini di deposito netto sulla barra, pari a circa un quarto di quello che si verifica con la Bora media, e questo nonostante la sua durata sia pari a un decimo di quella della Bora media. Questo porterebbe alla conclusione che le intensità di vento maggiori, che si traducono in eventi ondosi con energia specifica più alta, possano indurre cambiamenti significativi rispetto agli eventi di durata più prolungata ma di intensità ridotta. Tuttavia si può anche osservare che l'esposizione della bocca di Lignano agli eventi di Bora-Levante interessa un *fetch* con dimensioni decisamente più contenute rispetto allo Scirocco e questo dovrebbe tradursi in un moto ondoso con caratteristiche d'onda (ampiezza ed energia specifica) più limitate, anche nel caso di velocità del vento elevate. In realtà dai risultati emerge che l'azione del vento di Bora-Levante incide invece in maniera piuttosto significativa sul campo di velocità in uscita dalla bocca durante le fasi di riflusso.

Alla luce di questi risultati ci si è quindi interrogati su come la Bora potesse influire sul deposito dei sedimenti sul lobo terminale e questo ha dato origine all'indagine che segue.

6.3. Contributo dei venti di Bora all'evoluzione del delta di riflusso

Il delta di riflusso della bocca di Lignano si inserisce nell'ampio contesto costiero del Nord Adriatico, caratterizzato dalla presenza di numerose bocche lagunari, appartenenti ai sistemi di Venezia e di Marano e Grado, ognuna avente un delta di riflusso più o meno sviluppato e alternate e separate tra loro dalle isole barriera (Fontolan et al., 2007).

Come già riportato al Capitolo 2, le caratteristiche generali del delta di riflusso sono determinate dall'azione combinata di marea e moto ondoso e dal peso di ciascuna componente rispetto all'altra. L'estensione del delta è in genere influenzata dall'entità del prisma di marea (Petti et al., 2021b) e dalla configurazione del fondo (Carr e Kraus, 2001). Inoltre il volume del delta tende ad aumentare se l'azione del moto ondoso è contenuta rispetto a quella delle correnti di marea (Hicks e Hume, 1996) ma, allo stesso tempo, la riduzione del livello dell'acqua in corrispondenza del deposito induce un'ulteriore attenuazione delle onde dirette verso terra; questo influisce anche sulle correnti *long-shore* dirette lungo la costa a valle della bocca (Fontolan et al., 2007) e di conseguenza sui processi di *bypass* della bocca da parte dei sedimenti, condizionando fortemente le morfologie collegate alla stessa.

Il delta di riflusso nella bocca di Lignano mostra la tipica struttura convessa verso il largo, evidenziata bene dalla batimetria come si può osservare in Figura 6.9.

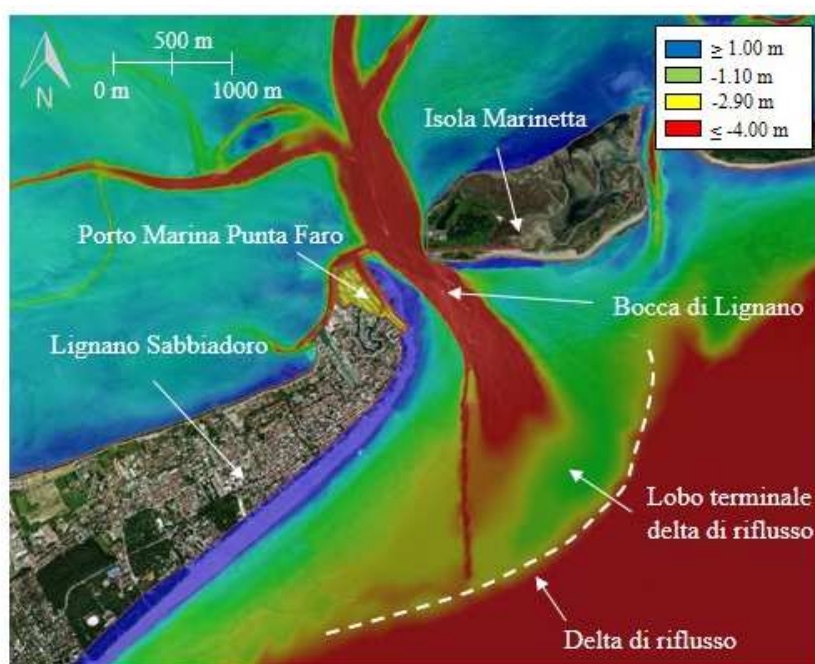


Figura 6.9: Delta di riflusso della bocca di Lignano.

Tale morfologia è sicuramente il risultato delle condizioni idrodinamiche in prossimità della bocca. Il canale principale di riflusso presenta una sostanziale simmetria nell'orientamento, con una leggera asimmetria verso sud-ovest (Fontolan et al., 2007). L'intrappolamento dei sedimenti da parte del delta porta alla crescita delle barre lineari a margine del canale situate sul lato verso l'isola Marinetta, che tendono a curvare verso il lobo terminale.

6.3.1. L'effetto del *drag* da vento in laguna

Le velocità delle correnti *long-shore*, generalmente, non sono molto elevate se confrontate con le velocità orbitali al fondo del moto ondoso, ma sono comunque sufficienti a trasportare i sedimenti mobilitati dal frangimento delle onde e dall'azione combinata del moto ondoso con le correnti stesse (Petti, 2021).

Sia le correnti di marea che le correnti da vento hanno un'influenza limitata sui cambiamenti morfologici a mare, ma il loro contributo diventa invece significativo nei bacini confinati, come le lagune (Petti, 2021). La velocità e la direzione del vento infatti giocano un ruolo fondamentale nella circolazione all'interno di bacini chiusi (Laval et al., 2003; Schoen et al., 2014).

Come visto nel Capitolo 3, il vento esercita un'azione radente di trascinamento sulla superficie libera dell'acqua; lo stress tangenziale risultante è direttamente proporzionale al quadrato della velocità del vento attraverso un coefficiente di *drag* ed esprime il contributo di trasferimento della quantità di moto alla superficie stessa (Chen et al., 2020). Questa tensione, che entra nel bilancio della quantità di moto, si traduce in campo di velocità che si somma (vettorialmente) a quello delle correnti di marea e a quello indotto dal moto ondoso. Le correnti indotte dal vento assumono particolare importanza in fondali bassi, come ad esempio quelli lagunari e possono raggiungere intensità pari al 2-3% della velocità media del vento (Petti, 2021).

Dai risultati precedentemente analizzati emerge come il vento di Bora debba avere un ruolo rilevante sulla morfologia del delta di riflusso di Lignano, ma non è ancora chiaro se questo effetto sia legato unicamente al moto ondoso da esso generato. Per poter capire quindi quale ruolo, diretto o indiretto, il vento di Bora possa avere, sono stati messi a confronto due scenari relativi all'evento estremo, uno completo e uno in cui è stata esclusa l'azione di *drag* del vento sulla superficie libera (Figura 6.10). Il moto ondoso esterno è stato regolarmente generato, in maniera univoca, in entrambi i casi.

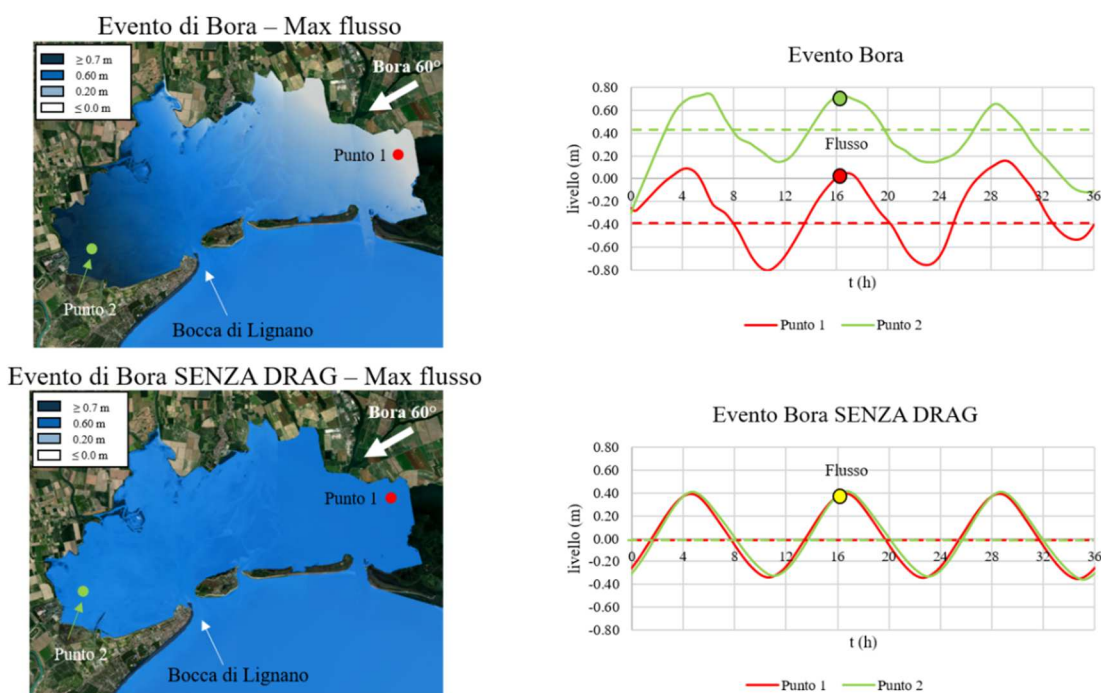


Figura 6.10: Confronto dei livelli nella condizione di picco del flusso in due punti interni alla laguna per le simulazioni dell'evento di Bora (in alto) e dell'evento di Bora in assenza di *drag* da vento in laguna (in basso).

I risultati relativi ai due scenari hanno portato alle seguenti considerazioni.

L'azione del vento di Bora incide in maniera piuttosto significativa sul campo di velocità in uscita dalla bocca durante la fase di riflusso. In presenza di vento di Bora, infatti, si crea un accumulo d'acqua (*set up*) nella parte occidentale della laguna, quindi in prossimità della bocca, che, attraverso la sua azione idrostatica, bilancia la spinta dinamica dovuta all'azione di trascinamento del vento sulla superficie lagunare (Figura 6.10). Tale accumulo genera, a cavallo della bocca, un gradiente idraulico che si aggiunge a quello di marea e che si traduce in un aumento delle velocità di corrente nel canale principale in fase di riflusso; l'escursione dei livelli medi nel bacino tra fase di flusso e riflusso si incrementa del 65.5% in presenza di *drag* rispetto a quella in assenza di *drag*. La Figura 6.11 riporta graficamente i due istanti in fase di flusso e riflusso in cui si verificano le massime velocità per l'evento estremo di Bora completo e per l'evento estremo di Bora senza *drag* in laguna; nel primo caso, comprensivo dell'azione radente del vento, si osserva un valore significativamente maggiore delle velocità in fase di riflusso, mentre al contrario il flusso entrante risulta attenuato.

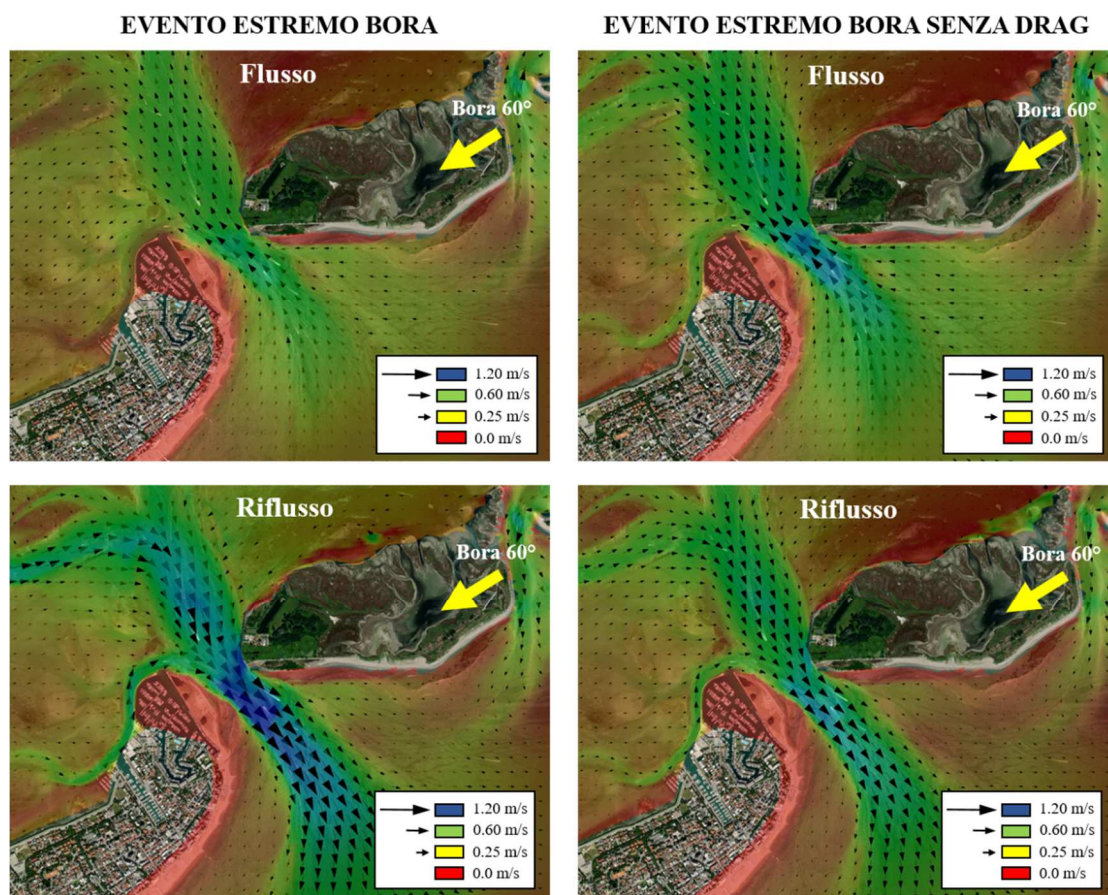


Figura 6.11: *Contour* delle velocità durante il picco di flusso e di riflusso per la simulazione dell'evento di Bora (in alto) e dell'evento di Bora in assenza di *drag* da vento in laguna (in basso).

Per una valutazione quantitativa sono state ricavate le massime velocità di flusso e riflusso sia per l'evento estremo, in presenza o assenza di *drag*, che per le condizioni di sola marea e di Bora media; i valori così ottenuti sono riportati in Tabella 6.1.

Tabella 6.1: Valori delle massime velocità di flusso e di riflusso e dei prismi di marea di flusso e riflusso per le simulazioni di sola marea media, Bora media, evento estremo di Bora ed evento estremo di Bora in assenza di *drag* da vento in laguna.

Simulazione	Prisma di marea flusso (mln m ³)	Prisma di marea riflusso (mln m ³)	Velocità massima flusso (m/s)	Velocità massima riflusso (m/s)
Sola marea media	4.39	4.30	0.95	0.81
48 ore Bora media	2.70	3.84	0.88	0.91
Evento estremo Bora	1.79	4.60	0.70	0.99
Evento estremo Bora SENZA DRAG	3.28	3.11	0.85	0.72

Si può facilmente osservare che maggiori velocità in uscita corrispondono anche ad un valore del prisma di marea più alto durante la fase di riflusso. Questo incremento di velocità e di prisma si registra proprio durante gli eventi di Bora, mentre al contrario i rispettivi valori risultano pressoché uguali quando si toglie l'azione radente del vento o in presenza di sola marea media. Alla maggiore velocità di riflusso compete un incremento del trasporto solido in uscita, che si traduce poi in un deposito sulla barra di riflusso. Confrontando infatti le erosioni e i depositi sulla barra al termine dell'evento di Bora in assenza di *drag* si ha un ribaltamento dei risultati rispetto all'evento in presenza di *drag* (Figura 6.12).

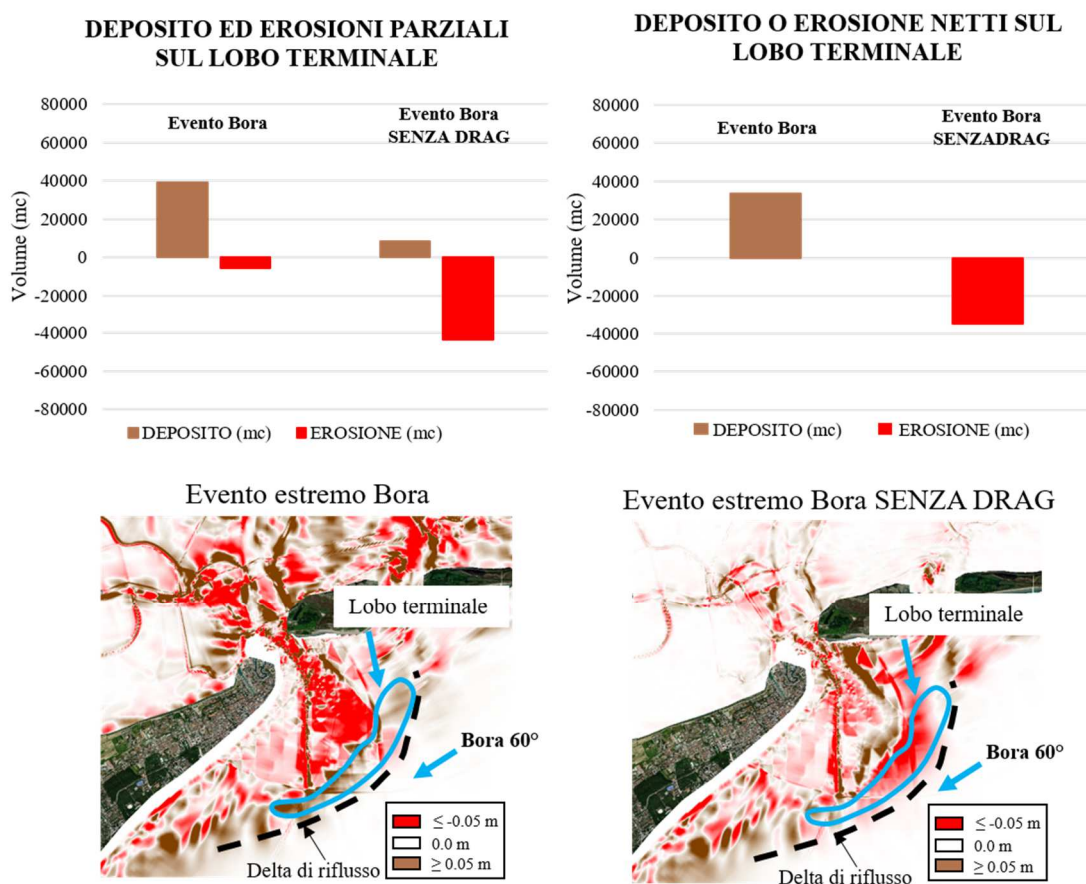


Figura 6.12: In alto sono riportati gli istogrammi con i valori di deposito ed erosione parziali e netti sulla barra del delta di riflusso per l'evento estremo di Bora e l'evento estremo di Bora in assenza di *drag* da vento in laguna. In basso sono riportati graficamente tali risultati.

In assenza di *drag* si osserva che si ha un'erosione diffusa sul lobo terminale, contrariamente al deposito che invece si determina quando si tiene conto anche del *drag*. Pertanto, in assenza dell'effetto di accumulo d'acqua in prossimità della bocca generato dall'azione radente del vento sullo specchio d'acqua lagunare, si innescerebbe un processo erosivo sulla barra, che porterebbe ad una riduzione del suo volume.

Semberebbe quindi che il contributo fondamentale per il deposito sulla barra non sia dovuto tanto al trasporto solido *long-shore* associato alle mareggiate di Bora, ma piuttosto all'effetto di incremento del livello dell'acqua nel bacino afferente alla bocca di Lignano, conseguenza del *set-up* interno innescato dal vento.

6.3.2. L'effetto combinato di *drag* da vento, marea e moto ondoso

Per capire ancora meglio in che modo l'effetto del *drag* da vento di Bora si combina con correnti di marea e moto ondoso e innesca il deposito in corrispondenza del delta di riflusso, sono state eseguite ulteriori simulazioni dell'evento estremo di Bora, in cui il moto ondoso interno ed il *drag* da vento sono stati considerati o esclusi nella simulazione, per un totale di quattro combinazioni (Tabella 6.2). Questo con l'obiettivo di valutare i contributi generati dalle diverse forzanti prese separatamente o in maniera congiunta.

Tabella 6.2: *Set up* delle simulazioni dell'evento di Bora effettuate.

		<i>Simulazione</i>			
		Evento B_0	Evento B_1	Evento B_2	Evento B_3
LAGUNA	Corrente da marea	SI'	SI'	SI'	SI'
	Corrente da <i>drag</i> da vento	SI'	NO	NO	SI'
	Moto ondoso	SI'	SI'	NO	NO
MARE APERTO	Corrente da marea	SI'	SI'	SI'	SI'
	Moto ondoso	SI'	SI'	SI'	SI'

Sono stati calcolati i volumi depositati ed erosi al termine delle simulazioni in corrispondenza della barra del delta di riflusso e i risultati sono visualizzati in Figura 6.13.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

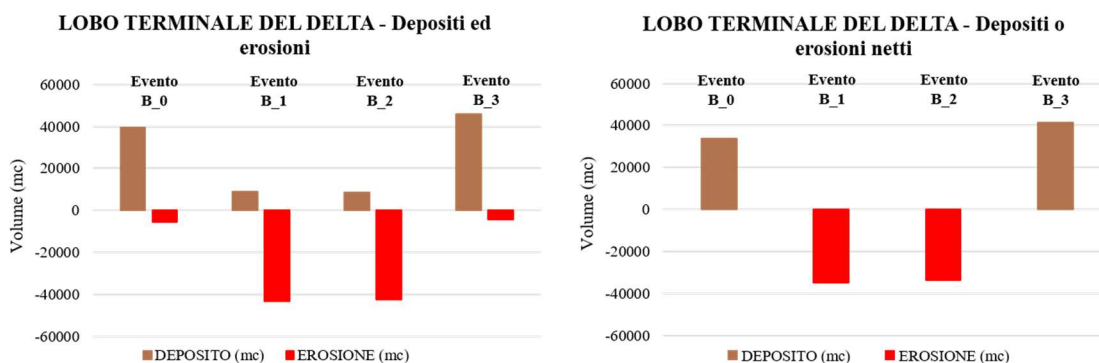


Figura 6.13: Istogrammi che riportano depositi ed erosioni parziali (sinistra) e netti (destra) al termine delle simulazioni dell'evento di Bora effettuate.

Dal confronto dei depositi e delle erosioni al termine delle simulazioni dell'evento di Bora è possibile trarre alcune considerazioni, in particolare in merito agli effetti morfologici sul canale principale di riflusso e sulla barra del delta di riflusso. I risultati vengono riportati anche graficamente in Figura 6.14.

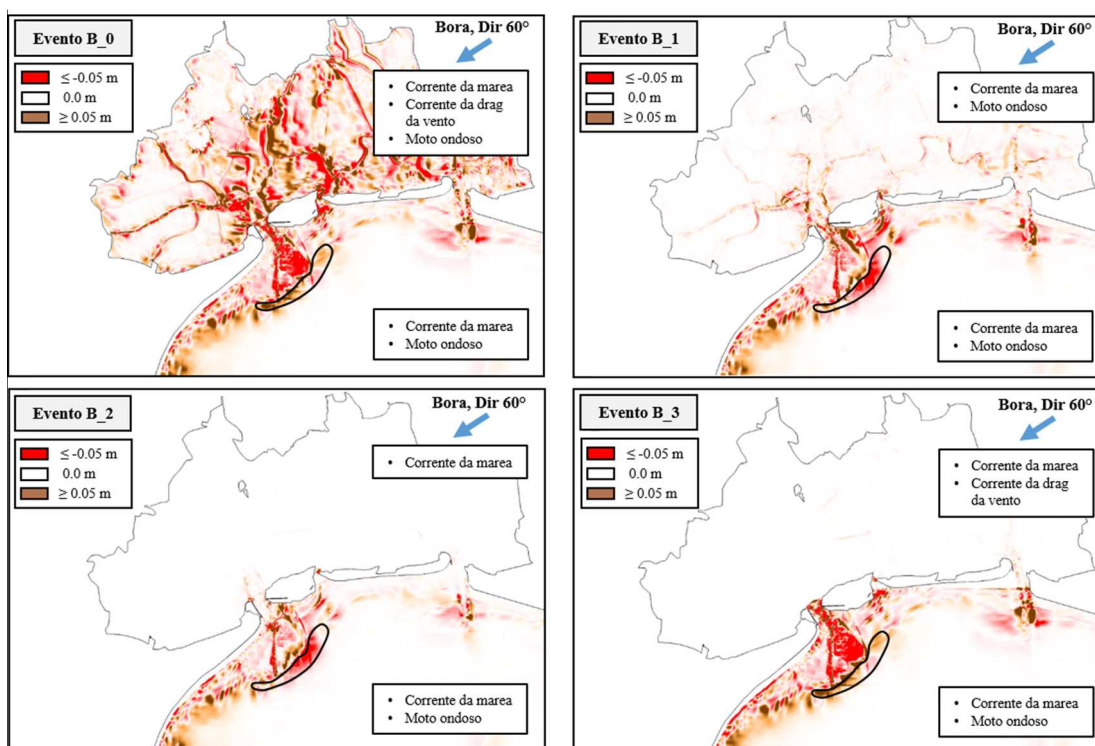


Figura 6.14: Erosioni (in rosso) e depositi (in marrone) al termine delle simulazioni dell'evento di Bora. In nero è evidenziata la barra del delta di riflusso.

Dall'osservazione di Figura 6.13 e Figura 6.14, e con riferimento alla denominazione delle simulazioni riportata in Tabella 6.2, è possibile vedere che al termine dell'Evento B_0, comprensivo di tutte le forzanti, e dell'Evento B_3, in cui il moto ondoso interno

è stato escluso, si ha in entrambi i casi un deposito netto sulla barra con un volume lievemente maggiore per l'Evento B_3. Si osserva inoltre un'erosione accentuata nel canale principale di riflusso fino alla barra, cosa che invece non si verifica per l'Evento_1 e l'Evento_2, simulati senza azione radente del vento. Al termine dell'Evento B_1, comprensivo del moto ondoso interno, e dell'Evento B_2, in cui invece questo è stato escluso, la barra viene erosa e il volume perso è praticamente coincidente nei due casi. La differenza sostanziale tra l'esito deposizionale degli Eventi B_0 e B_3 e quello erosivo dei restanti è dunque da ricercare proprio nell'azione radente del vento che opera all'interno della laguna.

I risultati possono essere rilette alla luce delle dinamiche tra i diversi fattori coinvolti:

- a parità di condizioni esterne, il *drag* da vento in laguna crea le condizioni affinché si verifichi deposito sulla barra; infatti, nelle simulazioni in assenza di *drag* in laguna (Evento B_1 ed Evento B_2), si manifesta erosione sulla barra;
- l'assenza del moto ondoso in laguna sembra non influire direttamente sulla barra, vista l'entità confrontabile del deposito al termine dell'Evento B_0 e dell'Evento B_3, che differiscono solamente per l'assenza di moto ondoso interno per quest'ultima;
- in assenza di moto ondoso in laguna ma in presenza di *drag* (Evento B_3), si ha erosione sul canale principale di riflusso, e verosimilmente tale materiale viene poi depositato sulla barra, mentre questo non avviene in assenza di *drag* (Evento B_2).

Confrontando poi le massime velocità di flusso e di riflusso per le diverse simulazioni (Tabella 6.3 e Figura 6.15), è possibile aggiungere ulteriori considerazioni.

Tabella 6.3: Massime velocità in fase di flusso e riflusso per le simulazioni dell'evento di Bora.

	<i>Simulazione</i>			
	Evento B_0	Evento B_1	Evento B_2	Evento B_3
V_{max} flusso (m/s)	1.07	0.90	0.64	1.09
V_{max} riflusso (m/s)	1.15	0.86	0.62	1.18

I massimi valori di velocità di riflusso sulla bocca si hanno per l'Evento B_0 (con tutte le forzanti) e l'Evento B_3 (in cui non è presente il moto ondoso interno), e sono pressoché i medesimi. Si conferma, quindi, che il moto ondoso localmente generato all'interno del bacino non influisce sul campo di velocità di riflusso, mentre l'effetto di *drag* da vento è determinante su questo: l'incremento di livello nella porzione di bacino

retrostante alla bocca aumenta il gradiente idraulico tra laguna e mare in fase di riflusso, con un conseguente aumento dei flussi. Le minori velocità di riflusso, invece, si hanno in assenza di *drag* in laguna e in particolare anche in assenza di moto ondoso (Evento B_2).

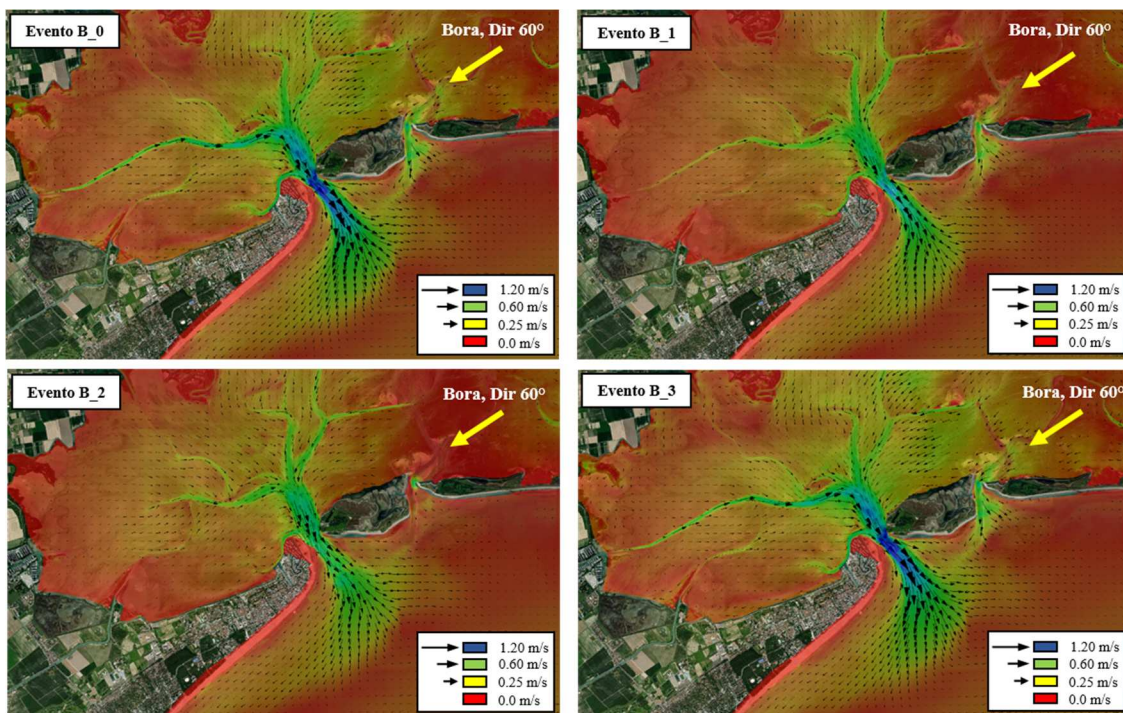


Figura 6.15: Contour delle massime velocità di riflusso per le simulazioni dell'evento di Bora.

Il moto ondoso in laguna generato da venti di Bora non influisce in termini di erosioni sulla bocca. Presi singolarmente, il moto ondoso in laguna e il *drag* mobilitano poco i sedimenti, mentre, se considerati insieme, il trasporto solido cresce significativamente, pur rimanendo questo confinato al solo bacino interno. Si precisa a tal proposito che, nel presente lavoro, è stata considerata solamente la componente granulare, movimentata prevalentemente al fondo e quindi non si è tenuto conto dei sedimenti coesivi all'interno della laguna.

6.4. Evoluzione del deposito a ridosso della darsena

Per affrontare lo studio dell'evoluzione del deposito sabbioso a ridosso del molo e le possibili cause di innesco si possono percorrere diverse strade. Le immagini satellitari risalenti ad anni successivi (Figura 2.24) hanno permesso di tracciare i profili del deposito e, per confronto, valutarne l'evoluzione nel tempo in termini di estensione e di volume, facendo emergere come la configurazione attuale dovrebbe rappresentare una forma prossima a quella di equilibrio. Inoltre, sempre attraverso le immagini, è stato

possibile determinare i valori dell'estensione superficiale del deposito, riportati in Figura 6.16 unitamente alle rette di regressione che ne sottolineano il trend in diversi tratti.

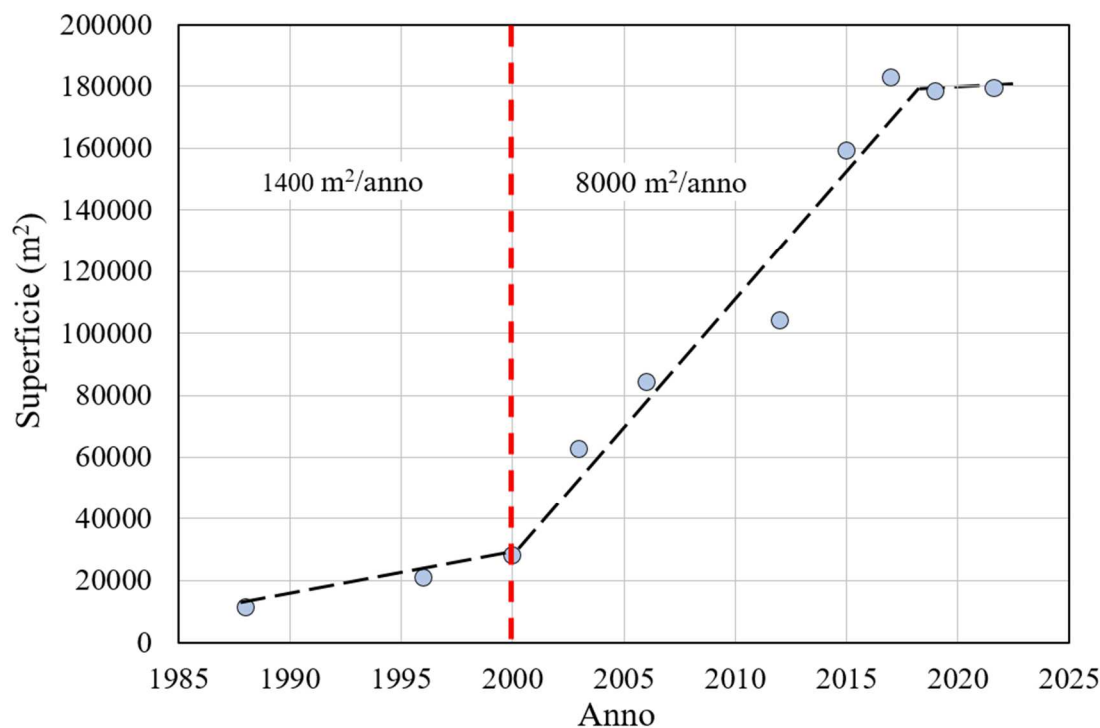


Figura 6.16: Valori della superficie del deposito a ridosso del molo negli anni (Petti et al., 2020).

Si vede, infatti, che fino al 2000 la crescita del deposito è stata continua e costante, ma con un tasso non particolarmente elevato, quantificato in circa 1400 m²/anno. A partire dal 2000 fino a circa il 2019, invece, si osserva un incremento decisamente maggiore e pari a circa 8000 m²/anno. Dal 2019 invece non si è registrato un ulteriore avanzamento del deposito, che parrebbe aver quindi raggiunto una condizione di equilibrio, confermata dal dato relativo al 2022.

L'aumento del tasso di crescita potrebbe essere giustificato dal fatto che dagli anni successivi al 2000 sono stati programmati e avviati sistematici interventi di ripascimento, realizzati per il ripristino dei litorali di Lignano Pineta e Sabbiadoro. Questi interventi potrebbero aver contribuito dunque ad incrementare i volumi di sabbia mobilitati dalle correnti *long-shore* dirette da sud-ovest a nord-est, ricollocando il materiale lungo la costa e rendendolo così disponibile ai meccanismi erosivi in atto.

Attualmente il volume del deposito si attesta attorno ad un valore stimato pari a circa 500000 m³. Come mostrato in Figura 6.17, si vede la notevole variazione subita dalla sezione trasversale del canale di accesso in laguna, rispetto a quella rilevata da Dorigo nel 1961 e riportata in rosso.

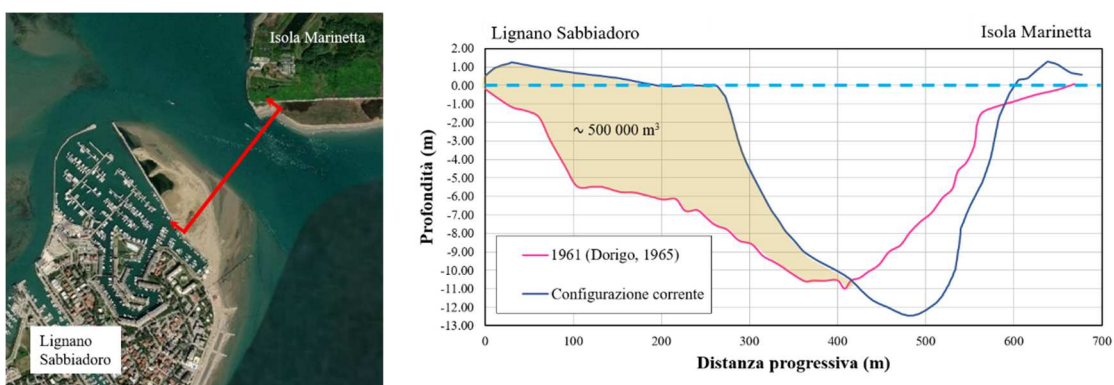


Figura 6.17: Sezioni in corrispondenza della bocca, relative all'anno 1961 (magenta), e nella configurazione attuale (corrispondente alla batimetria del 2017) (blu). In marrone il deposito a ridosso del molo (Petti et al., 2020).

Dal confronto delle sezioni si stima una perdita di circa il 30% della sezione trasversale in corrispondenza della bocca, che ha subito anche una modifica della forma: oltre ad aver subito un restringimento, il canale si è progressivamente spostato e approfondito sul lato verso l'Isola Marinetta.

Una volta definite le condizioni relative all'anno medio e ai due eventi estremi di Bora e Scirocco ci si è chiesti come la sezione trasversale potesse rispondere in termini morfodinamici e se la modellazione numerica potesse in questo senso confermare o meno il raggiungimento di una condizione di equilibrio, o suggerire una modalità evolutiva del deposito.

A questo proposito sono state utilizzate due diverse configurazioni in cui il deposito a ridosso della darsena presenta un grado di sviluppo differente, per poter esprimere un giudizio comparativo e valutare gli effetti degli eventi simulati in una condizione di deposito da poco innescato e di deposito già sviluppato.

Una prima *mesh* è stata quindi quotata con la batimetria del 2003, anno del primo rilievo a disposizione a seguito della costruzione della darsena, ed è stato eseguito dall'OGS. I dati coprono la batimetria esterna alla bocca, verso il mare aperto, in particolare la zona prossima al delta di riflusso ed il canale principale di accesso in laguna (Figura 6.18).

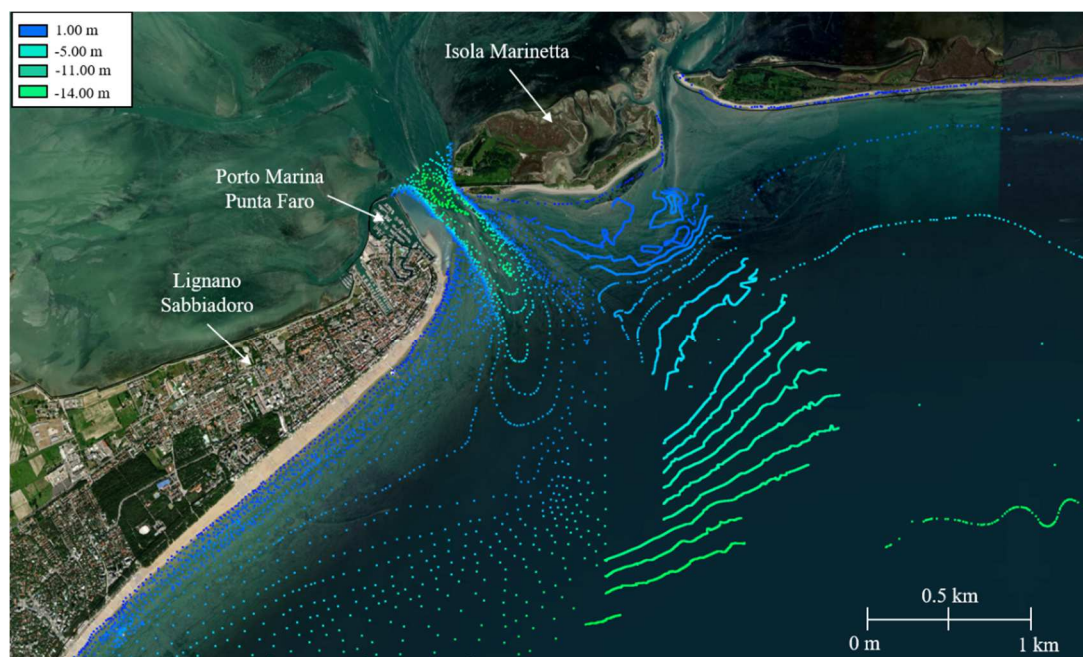


Figura 6.18: Dati batimetrici del rilievo dell'OGS del 2003.

Non ci sono però dati in corrispondenza del deposito a ridosso della darsena, che è stato quindi ricostruito con riferimento al profilo del deposito tracciato grazie all'immagine satellitare relativa al medesimo anno (Figura 6.19).

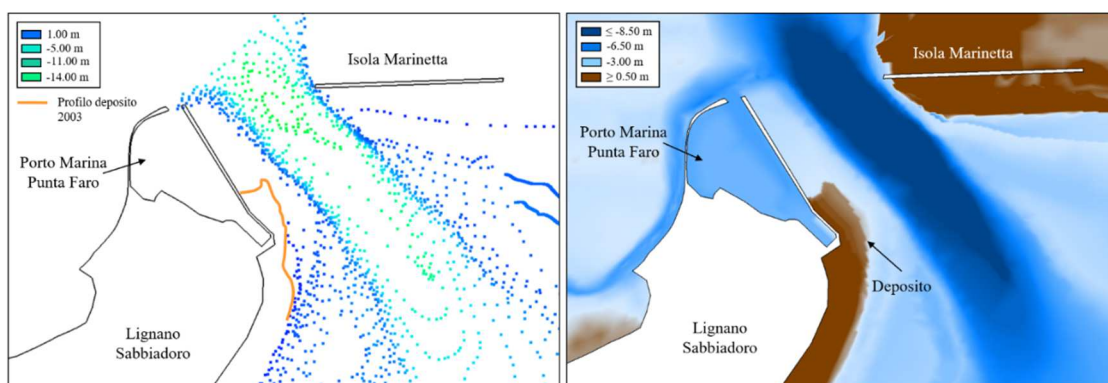


Figura 6.19: Dettaglio dei dati batimetrici del rilievo dell'OGS del 2003 in corrispondenza della bocca (a sinistra) e ricostruzione del deposito a ridosso del molo (a destra) a partire dal profilo tracciato dall'immagine satellitare.

La configurazione relativa al 2003 rappresenta una situazione intermedia tra quella appena post molo e il profilo attuale, in quanto il deposito ha già iniziato a formarsi ma interessa solamente la parte iniziale del molo, come si vede in Figura 6.20.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

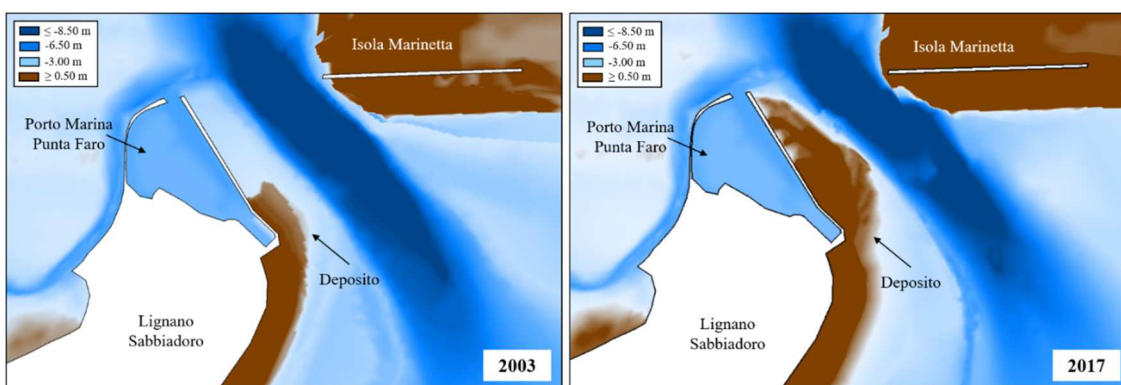


Figura 6.20: Confronto delle *mesh* del 2003 e del 2017 in corrispondenza della bocca, con evidenziato il deposito.

La seconda *mesh* utilizzata è quella che più si avvicina invece alla condizione attuale, per lo meno in prossimità della bocca di Lignano, zona di maggior interesse (v. §6.1).

Sono stati quindi simulati l'anno medio e i due eventi estremi di Bora e Scirocco su entrambe le *mesh*. In Figura 6.21 è riportato il confronto dei depositi di materiale sabbioso al termine delle simulazioni dell'anno medio.



Figura 6.21: (a) Ortofoto del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra), con evidenziata l'evoluzione del profilo del deposito rispettivamente dal 2000 al 2006 e dal 2015 al 2019. (b) sono riportati in marrone i depositi al termine delle simulazioni dell'anno medio sulle rispettive *mesh*, dove in giallo è evidenziato il profilo del deposito presente a ridosso del molo.

Si può osservare che, relativamente alla configurazione del 2003, si deposita materiale sabbioso sia all'interno dell'area già occupata dal deposito (profilo giallo in Figura 6.21(b)) che in corrispondenza della sommità dello stesso; questo risultato è coerente con l'evoluzione del profilo (Figura 6.21(a)), che tende infatti ad estendersi sia verso l'esterno in direzione dell'Isola Marinetta che dalla parte terminale del molo verso l'interno della laguna. Nella configurazione del 2017, invece, si vede la formazione di deposito soprattutto nella parte più periferica dell'area già occupata, sia verso la laguna che verso i pennelli; anche questo è, almeno da un punto di vista qualitativo, coerente con le osservazioni sull'evoluzione dello stesso.

Valutazioni analoghe possono essere fatte al termine degli eventi estremi di Bora e Scirocco (Figura 6.22), per entrambe le *mesh*.

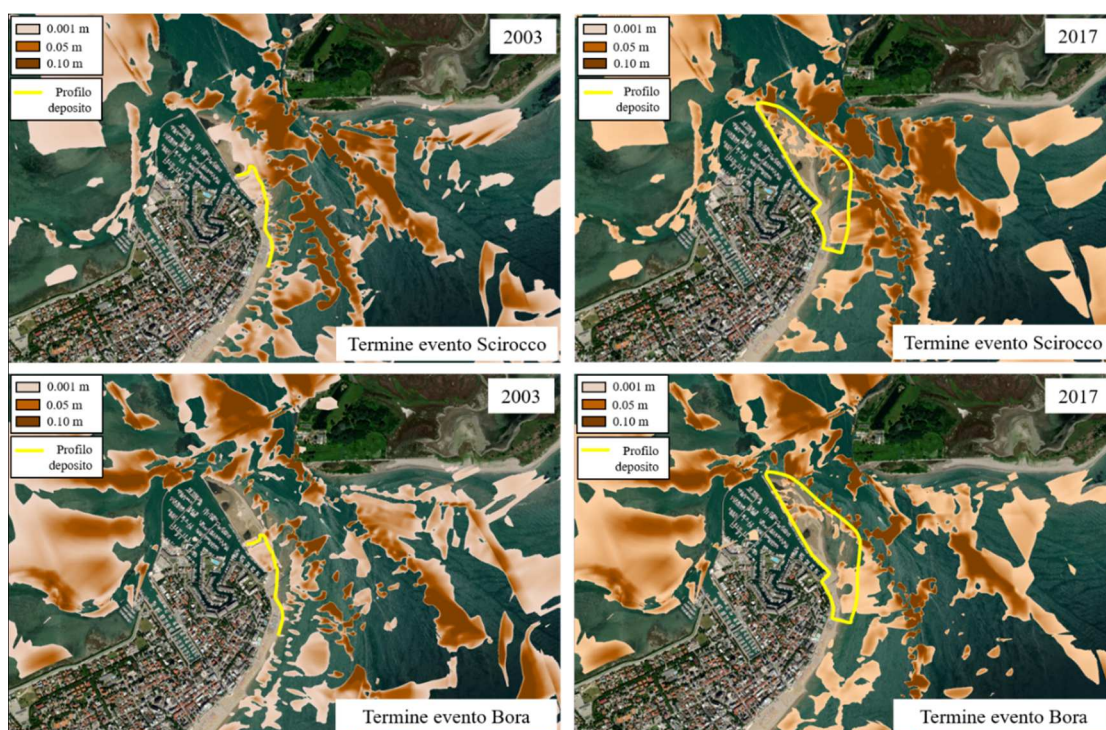


Figura 6.22: Depositi (in marrone) al termine delle simulazioni dell'evento di Scirocco (in alto) e Bora (in basso) sulle rispettive *mesh* del 2003 e del 2017, dove in giallo è evidenziato il profilo del deposito presente a ridosso del molo.

Per quanto riguarda la configurazione del 2017 si vede che gli effetti deposizionali a seguito degli eventi estremi di Bora e Scirocco sono abbastanza simili in prossimità del deposito a ridosso del molo. Nella configurazione del 2003, invece, si nota un deposito più esteso verso la parte terminale del molo al termine dell'evento di Scirocco.

In un precedente lavoro (Petti et al., 2020) sull'evoluzione morfologica della bocca di Lignano era stato evidenziato come, con molta probabilità, la maggior parte del materiale che si è depositato a ridosso del molo provenga dal mare aperto e dalla spiaggia adiacente alla bocca. Questo risulterebbe confermato anche dal fatto che la parte

meridionale del canale di accesso alla bocca è soggetto a frequenti interrimenti e necessita di annuali operazioni di dragaggio. Allo scopo quindi di comprendere meglio i processi morfodinamici che hanno portato alla formazione del deposito sono state tracciate cinque sezioni di lunghezza pari a circa 600 m in prossimità della bocca e sono stati calcolati i flussi netti di sedimenti attraverso tali sezioni nelle tre condizioni simulate: l'anno medio e gli eventi estremi di Bora e Scirocco.

I risultati ottenuti sono riportati in Figura 6.23, Figura 6.24 e Figura 6.25 per entrambe le *mesh* del 2003 e del 2017, in cui le curve gialle rappresentano il volume netto di sedimenti, espresso in m³ rispetto alla durata dell'evento simulato, attraverso ciascuna sezione. La prima sezione (numero 1) è stata presa all'altezza di Terrazza a Mare, mentre l'ultima in corrispondenza del punto più ristretto della bocca (numero 5).

Dal confronto delle immagini è possibile fare alcune valutazioni qualitative sull'andamento dei flussi al termine delle diverse simulazioni utilizzando le due diverse *mesh*.

Osservando i risultati relativi all'anno medio (Figura 6.23) si ha che per le sezioni 1, 2 e 3 il flusso netto di sedimenti è diretto prevalentemente da sud-ovest a nord-est, verso la bocca, mentre nella parte centrale della sezione 4 e nella parte della sezione 5 prossima all'isola Marinetta il flusso netto è uscente dalla bocca, verso il mare aperto. Confrontando i volumi tra due sezioni consecutive sembrerebbe di poter cogliere, nella configurazione del 2003, una tendenza al deposito nella parte più prossima alla costa sia tra le sezioni 3 e 4 che tra le successive 4 e 5, quest'ultima nella parte più prossima al molo. Nella *mesh* del 2017, invece, la tendenza al deposito si ha, sempre lungo la costa, solamente tra le sezioni 3 e 4, mentre tra le sezioni 4 e 5 il volume uscente è maggiore di quello entrante e di conseguenza dovrebbe innescarsi una tendenza erosiva per garantire il bilancio dei sedimenti. In entrambe le configurazioni si verifica erosione tra la sezione 5 e la parte centrale della sezione 4, in corrispondenza quindi del canale principale di riflusso. Questo sembra confermare le osservazioni precedentemente riportate in merito alle tendenze erosive generate all'interno del canale di riflusso dai venti di Bora, che rappresentano la componente principale e preponderante nella sequenza che identifica l'anno medio.

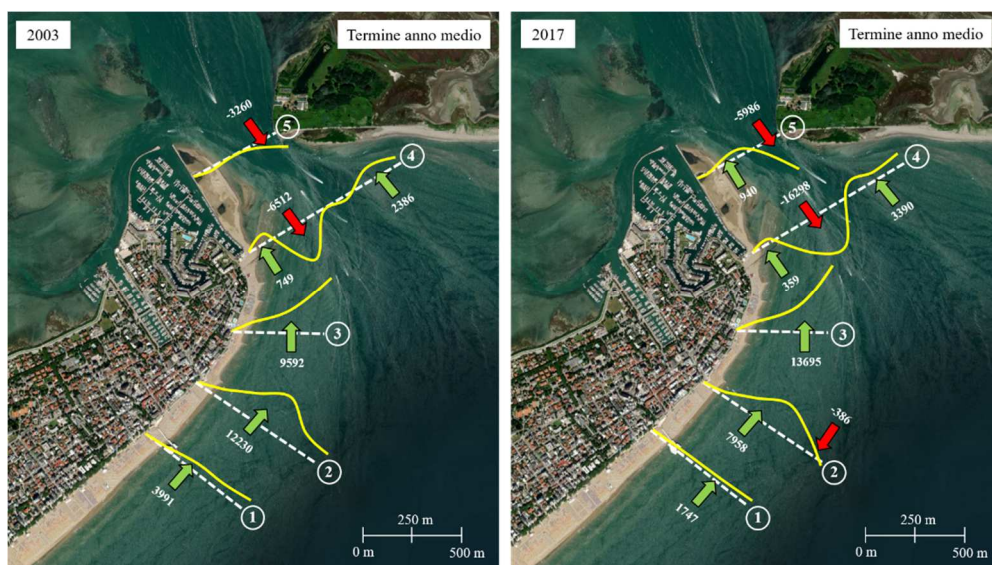


Figura 6.23: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'anno medio per le *mesh* del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra). Le frecce verdi identificano un trasporto diretto verso la bocca, mentre quelle rosse un trasporto verso il mare aperto. I valori numerici in corrispondenza delle frecce corrispondono a metri cubi.

Considerando invece i risultati al termine dell'evento estremo di Scirocco (durata di 13 ore) (Figura 6.24) si vede, per ognuna delle cinque sezioni e per entrambe le *mesh* considerate, un flusso *long-shore* netto in direzione sud-ovest nord-est, entrante verso la laguna. Facendo un confronto dei volumi entranti e uscenti da sezioni successive si possono delineare tendenze analoghe tra le due configurazioni: tra le sezioni 1 e 2 e tra le sezioni 3 e 4 si ha erosione, mentre tra le sezioni 2 e 3 e tra le sezioni 4 e 5 si ha deposito. Il deposito tra le sezioni 4 e 5, quindi in corrispondenza del molo, sembrerebbe di entità maggiore per la *mesh* del 2003 rispetto a quella del 2017.

6. Effetti deposizionali ed erosivi sul breve-medio periodo sulla bocca di Lignano e sulle morfologie limitrofe

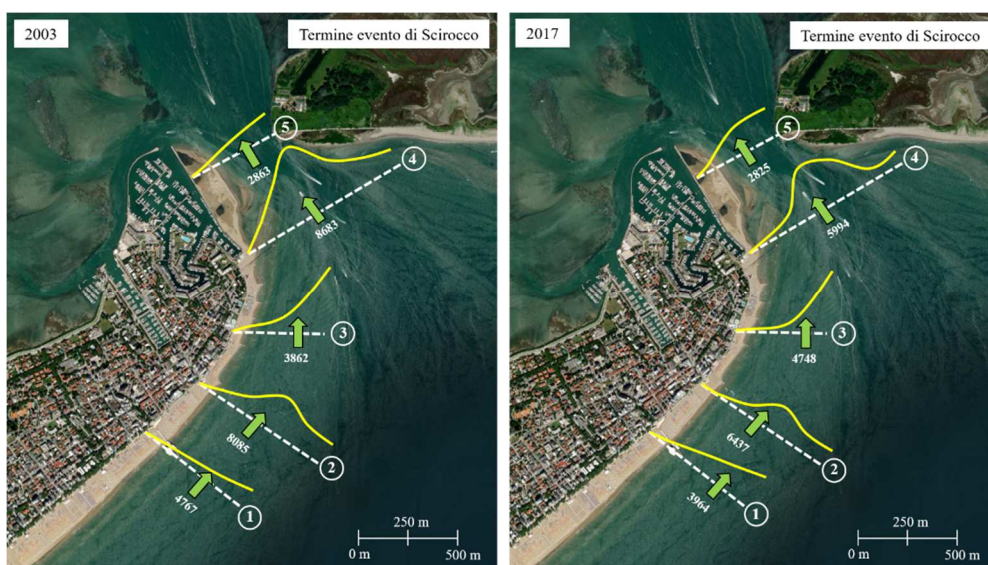


Figura 6.24: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'evento estremo di Scirocco per le *mesh* del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra).

Infine, considerando l'evento di Bora (durata di 36 ore) (Figura 6.25), si osserva che l'andamento dei flussi netti risulta diretto prevalentemente dall'interno laguna verso il mare aperto, confermando ulteriormente quanto riportato in precedenza in merito all'influenza del vento di Bora sulle dinamiche delle correnti.

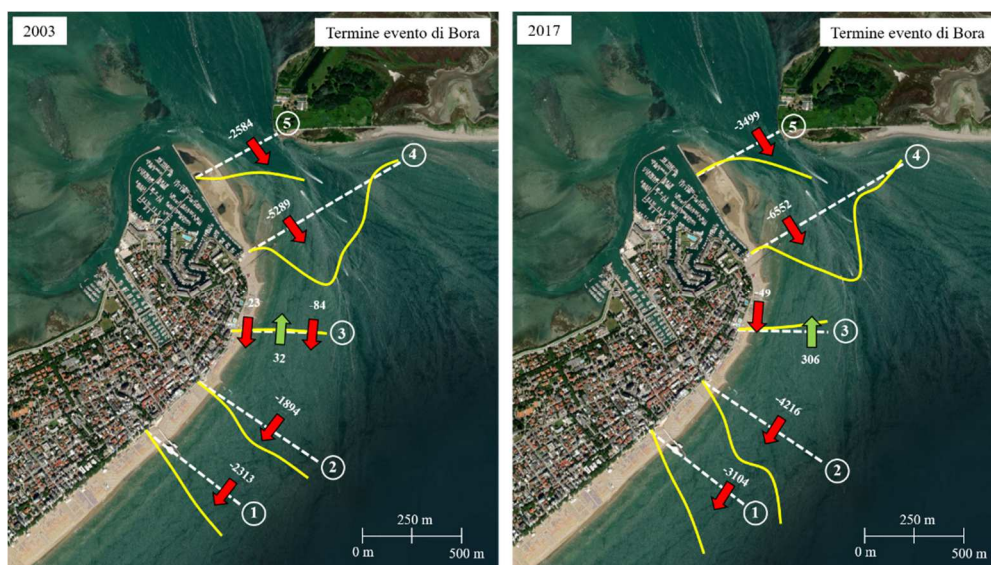


Figura 6.25: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'evento estremo di Bora per le *mesh* del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra).

I risultati ottenuti fino a questo punto rappresentano un primo passo per l'interpretazione della formazione del deposito sabbioso a ridosso del molo e della sua

evoluzione. Tali risultati sono stati interpretati, in questo lavoro, prevalentemente in modo qualitativo, poiché rimangono ancora delle incertezze, soprattutto dal punto di vista quantitativo, nel cogliere esattamente l'evoluzione del deposito a partire dalle due configurazioni del 2003 e del 2017 prese in esame. Nonostante non si sia quindi riusciti a cogliere l'innesco del deposito e la crescita negli anni, in termini di estensione superficiale, le analisi effettuate hanno comunque permesso di mettere in evidenza la complessità dei fattori in gioco e alcune interazioni significative tra l'azione del vento e le correnti di marea.

Saranno quindi necessari ulteriori approfondimenti al fine di poter interpretare in maniera coerente l'evoluzione del deposito a partire dalla costruzione del molo fino ad oggi ed eventualmente poter avanzare delle previsioni in merito alla tendenza futura.

Conclusioni e sviluppi futuri

Il lavoro proposto in questa tesi ha permesso di mettere in evidenza la complessità dei meccanismi che regolano l'equilibrio dinamico di una bocca lagunare, confermando chiaramente come questo sia il risultato dell'azione congiunta di diversi fattori. Le correnti indotte dalle oscillazioni periodiche dei livelli di marea contribuiscono a modellare le forme e i profili, ma difficilmente innescano fenomeni erosivi, ad eccezione del canale principale all'interno del quale le velocità possono raggiungere valori significativi. Il moto ondoso, a sua volta, è spesso la principale componente di risospensione dei sedimenti dal fondo, sia all'interno della *surf zone* che nel bacino lagunare, ma sono le correnti a governare il trasporto degli stessi e quindi a consentirne lo spostamento, originando l'alternanza di erosioni e depositi che caratterizzano la varietà di forme morfologiche tipiche delle bocche lagunari. Maree e moto ondoso sono di fatto riconosciuti come gli attori predominanti nella formazione e nello sviluppo delle bocche lagunari ed è in base al loro contributo energetico relativo che le bocche vengono in genere classificate.

Lo sviluppo di questo studio è stato basato sull'evidenza sperimentale dell'importante evoluzione morfologica subita negli ultimi decenni dalla bocca di Lignano, la più occidentale delle sei aperture che collegano la Laguna di Marano e Grado al Mare Adriatico. Il processo di restringimento della sua sezione trasversale, iniziato negli anni successivi alla realizzazione di un molo a protezione della darsena di Marina Punta Faro nei primi anni Ottanta, sembra aver raggiunto oggi una forma di equilibrio. Dall'analisi delle immagini satellitari a disposizione, sono state ripercorse le fasi che hanno portato all'attuale assetto della bocca, ponendo particolare attenzione allo sviluppo del deposito a ridosso del molo, che ne ha causato una riduzione della sezione trasversale pari circa al 30% di quella corrispondente alla configurazione appena post-molo. La crescita della superficie del deposito non è stata costante nel tempo, ma sembra aver subito un notevole incremento a partire dagli anni 2000, fino a rallentare e stabilizzarsi intorno ad un valore costante attuale, che confermerebbe il raggiungimento di una condizione più stabile.

I volumi d'acqua che un bacino lagunare scambia con il mare aperto durante un ciclo di marea sono strettamente legati alla sezione trasversale della sua bocca lagunare, come la relazione $A-P$, ampiamente discussa in letteratura, suggerisce. Il cambiamento morfologico della bocca di Lignano è stato il punto di partenza per verificare se il prisma di marea abbia subito variazioni a seguito del restringimento della bocca e capire quali potrebbero essere possibili scenari futuri. È stata eseguita un'analisi di sensitività, mediante modellazione idrodinamica 2DH alle acque basse, applicando un modello "*in house*" ad un dominio di calcolo idealizzato, rappresentativo del sistema laguna-canale-mare, al fine di determinare quali parametri geometrici e idrodinamici influiscano maggiormente sul prisma. Le relazioni empiriche, di tipo dimensionale, note da letteratura e diffusamente utilizzate, che legano il prisma alla sezione trasversale della

bocca ed alla dimensione del bacino lagunare afferente, sono affette dai limiti di applicabilità dei contesti sperimentali da cui sono state derivate. I risultati ottenuti mostrano la possibilità di riconoscere, per assegnate geometrie della bocca e oscillazioni di marea, tre diversi regimi di comportamento del prisma, in funzione sia dell'estensione del bacino che delle resistenze idrodinamiche che si sviluppano sul fondo del canale e del bacino stesso, aspetto di cui non si tiene in genere esplicitamente conto nell'utilizzo delle formulazioni empiriche per la determinazione dei flussi scambiati. Il regime cinematico è quello che lega linearmente il prisma all'estensione del bacino ed è valido per contesti limitati, tali per cui si possa effettivamente ritenere quasi simultanea la propagazione dell'oscillazione di marea con un livello uniforme al loro interno. Per superfici molto ampie, invece, il prisma tende ad un valore asintotico, condizionato dalle perdite per attrito al fondo che influiscono sulla distribuzione dei livelli all'interno del bacino, mentre per valori intermedi si riconosce un regime di transizione per il quale il prisma risulta dipendere in modo più o meno significativo da diversi fattori morfologici e idraulici, sia della bocca che del bacino stesso. Il comportamento asintotico si riconosce, fissata la dimensione della superficie lagunare, anche nella dipendenza tra il prisma e l'area della sezione trasversale della bocca. In questo senso, si può giustificare il perché il prisma della bocca di Lignano non abbia subito sostanziali cambiamenti a seguito del restringimento della sezione. La situazione odierna, tuttavia, può rappresentare una condizione limite: un'ulteriore riduzione della bocca potrebbe portare, infatti, ad un allontanamento dalla condizione asintotica raggiunta e a una diminuzione importante del prisma, con conseguenze non solamente dal punto di vista idrodinamico ma anche ambientale.

Al fine di approfondire il processo di evoluzione morfologica del deposito a ridosso del molo e l'influenza che esso può aver avuto sulle morfologie strettamente collegate alla bocca, è stato effettuato uno studio morfodinamico completo sul dominio reale, esteso oltre che alla bocca di Lignano, anche ad una porzione della Laguna di Marano e Grado e del Nord Adriatico. Per questo tipo di analisi è stato inserito, nella modellazione, il meccanismo di generazione e propagazione del moto ondoso, attraverso l'utilizzo disaccoppiato di un modello spettrale *open source* (SWAN) e di modello idrodinamico "in house" alle acque basse. La scelta delle forzanti idrodinamiche da simulare è stata un nodo centrale di questo studio, dovendo esse risultare rappresentative dell'azione esercitata da vento, marea e moto ondoso in un arco temporale compatibile con la scala delle variazioni morfologiche della bocca, nonché con i tempi computazionali. Per determinare l'anno medio è stato adottato un approccio definito "analisi degli eventi", che consente di tenere conto dello sviluppo temporale dei venti, sia in termini di velocità che direzione e di averne dunque una rappresentazione più vicina alla realtà. Gli effetti, in termini di erosioni e depositi sulla bocca e sulle morfologie limitrofe, ottenuti simulando un anno medio caratterizzato da lunghe durate ma velocità del vento contenute, sono stati messi a confronto con quelli generati dalle singole mareggiate di Bora e Scirocco, che per definizione hanno brevi durate ma energia specifica molto più elevata. Si è potuto osservare come l'impatto delle singole mareggiate possa essere

significativo e di entità confrontabile con i volumi erosi o depositati in seguito ad un'azione più moderata ma continua e prolungata nel tempo. La definizione di un'azione che si sviluppi su un arco temporale almeno annuale, necessariamente infatti comporta la perdita delle condizioni più intense, che tuttavia possono incidere in maniera significativa nei meccanismi di trasporto solido costiero, con conseguenze rilevabili anche a distanza di mesi o addirittura anni. Questo importante aspetto risulta ancora aperto e dibattuto in letteratura e richiede sicuramente di essere ulteriormente approfondito anche alla luce dei risultati finora ottenuti, che hanno permesso almeno di tracciare un primo utile confronto.

Particolare attenzione è stata data al delta di riflusso, morfologia strettamente connessa alla bocca, che svolge un'importante funzione di protezione dei litorali retrostanti e di potenziale serbatoio di sedimenti che possono essere riutilizzati per le operazioni di ripascimento delle spiagge. Le simulazioni numeriche effettuate hanno evidenziato che moto ondoso e correnti di marea non sono le uniche forzanti che agiscono in un ambiente tanto complesso quanto quello lagunare: è emerso, infatti, il ruolo fondamentale dell'azione radente del vento di Bora sulla superficie libera interna (*drag* da vento) che, oltre a generare localmente il moto ondoso nel bacino, risulta anche responsabile di un effetto di accumulo d'acqua (*set up*) nella parte occidentale della laguna, proprio in prossimità della bocca di Lignano. Questo ulteriore aumento di livello si traduce in un gradiente idraulico che incrementa le velocità di riflusso nella bocca e quindi in una maggiore capacità erosiva delle correnti, con conseguente incremento dei depositi sul delta di riflusso. Le simulazioni, effettuate togliendo l'azione di *drag* del vento all'interno del bacino lagunare, sottolineano in modo evidente come le morfologie, che caratterizzano una bocca lagunare come quella di Lignano, siano modellate non solo dalle correnti *long-shore* e di marea, ma anche dalle correnti sviluppate dall'azione radente del vento; quest'ultima componente in genere non viene considerata nel bilancio delle forzanti, ma sembra però avere un ruolo determinante, in particolare nella redistribuzione dei flussi e riflussi di marea e relativi prismi.

Infine, si è cercato di interpretare l'innescò e l'evoluzione del deposito a tergo del molo, confrontando i risultati numerici ottenuti su due diversi domini: uno rappresentativo della configurazione del 2003, quindi con un deposito appena iniziato e distribuito su una porzione ridotta del molo, ed uno corrispondente alla condizione più recente, in cui il deposito interessa tutta l'estensione del molo. Le simulazioni dell'anno medio e dei due eventi estremi mostrano qualitativamente le diverse tendenze evolutive del deposito, evidenziando nelle due configurazioni le diverse collocazioni dei depositi, che risultano compatibili con l'evoluzione osservata dal confronto delle immagini satellitari. Da un'analisi sui flussi di materiale, attraverso sezioni successive in corrispondenza della bocca, si riconosce una componente netta *long-shore*, tangente al deposito e diretta da sud-ovest verso l'ingresso in laguna, prevalentemente a seguito degli eventi di Scirocco. Le mareggiate di Bora, invece, favoriscono le correnti in uscita dal canale principale, coerentemente a quanto emerso dall'analisi precedente sui meccanismi di accumulo sul delta di riflusso.

Da un punto di vista quantitativo, questi flussi non restituiscono ancora pienamente l'incremento del deposito negli anni. Saranno quindi necessari ulteriori approfondimenti al fine di poter interpretare in maniera coerente la sua dinamica evolutiva, a partire dalla costruzione del molo fino ad oggi ed eventualmente poter avanzare delle previsioni in merito alla tendenza futura. Il lavoro svolto finora costituisce, ad ogni modo, una buona base di partenza per analisi successive, che possono essere fatte adottando ad esempio un approccio con una modellazione di tipo 3D. Un modello mediato sulla verticale può non rappresentare infatti in modo completo il fenomeno di innesco e crescita del deposito. I primi risultati ottenuti, che sembrano anche rafforzare un possibile legame tra il deposito a tergo del molo, i ripascimenti realizzati lungo il litorale e l'evoluzione morfologica della barra di riflusso, aprono comunque interessanti prospettive per ulteriori approfondimenti futuri.

Lista dei simboli

Capitolo 1

a_m	Escursione di marea
H_s	Altezza d'onda significativa
V_m	Velocità massima in fase di flusso o riflusso
V_{cr}	Velocità critica per la movimentazione dei sedimenti
L	Lunghezza del canale lagunare
C	Coefficiente di scabrezza di Chezy del canale
A	Area della sezione trasversale della bocca lagunare
B	Perimetro bagnato della bocca
H	Escursione media di marea in mare aperto
S	Superficie del bacino lagunare
k	Coefficiente empirico della relazione $A-P$
P	Prisma di marea
α	Coefficiente empirico della relazione $A-P$
V	Volume del delta di riflusso
a	Coefficiente di regressione della relazione $V-P$
b	Coefficiente di regressione della relazione $V-P$

Capitolo 2

ϕ	Parametro dei sedimenti
--------	-------------------------

Capitolo 3

Paragrafo 3.1

$\eta(t)$	Generica registrazione della superficie libera
-----------	--

A_n	Ampiezza d'onda della componente sinusoidale n -esima
φ_n	Fase della componente sinusoidale n -esima
f_n	Frequenza della componente sinusoidale n -esima
a_n	Coefficiente della trasformata di Fourier
b_n	Coefficiente della trasformata di Fourier
T_r	Periodo di registrazione del segnale
ρ	Densità dell'acqua
g	Accelerazione di gravità
E_t	Energia meccanica totale di un treno d'onde irregolare
H_n	Altezza d'onda della componente n -esima
S	Densità spettrale di energia
m_0	Varianza della distribuzione gaussiana
$p(H)$	Distribuzione rayleighiana di probabilità delle altezze d'onda
\bar{H}	Altezza d'onda media
H_s	Altezza d'onda significativa
$H_{1/10}$	Altezza d'onda 1/10
m_n	Momento di ordine n della densità spettrale di energia
$T_{0,1}$	Periodo spettrale associato al momento di ordine 1 della densità spettrale di energia
$T_{0,2}$	Periodo spettrale associato al momento di ordine 2 della densità spettrale di energia
ε	Parametro di ampiezza d'onda spettrale
f	Frequenza dello spettro unidimensionale di energia
θ	Direzione dello spettro unidimensionale di energia

Paragrafo 3.2

A_{st}	Superficie di sistema
δA_{st}	Contorno della superficie di sistema
c_g	Celerità di gruppo
E	Energia specifica
dA	Area infinitesima
E_t	Energia totale
E_p	Energia potenziale
E_c	Energia cinetica

u	Velocità orbitale in direzione x
w	Velocità orbitale in direzione y
S_v	Componente di energia per unità di superficie
S_d	Dissipazione di energia per unità di superficie
\widehat{S}_t	Dissipazione o incremento di energia meccanica del moto ondoso
c_g	Celerità di gruppo dell'onda
$S_{in,1}^{(Phillips)}$	Termine sorgente spettrale di <i>input</i> del vento di Phillips
$S_{in,2}^{(Miles)}$	Termine sorgente spettrale di <i>input</i> del vento di Miles
U	Velocità del vento
S_{in}	Termine sorgente spettrale di <i>input</i> del vento
H	Altezza d'onda
L	Lunghezza d'onda
k	Numero d'onda della singola oscillazione
h	Profondità del fondo riferita allo <i>SWL</i>
\tilde{S}_{wc}	Termine sorgente spettrale di dissipazione per <i>white capping</i>
ω	Pulsazione angolare assoluta
μ	Operatore funzionale nel termine sorgente spettrale di dissipazione per <i>white capping</i>
H_b	Altezza d'onda frangente
h_b	Profondità di frangimento
γ	Ripidità dell'onda
u_{bot}	Velocità orbitale al fondo
τ_{bot}	Tensione tangenziale al fondo indotta dal moto ondoso
D_{bf}	Energia meccanica per unità di superficie orizzontale dissipata per attrito al fondo
C_{bf}	Coefficiente di <i>drag</i> al fondo
$u_{rms,bot}$	Velocità orbitale quadratica media al fondo
\tilde{S}_{bf}	Termine sorgente spettrale di dissipazione per attrito al fondo
f_w	<i>Friction factor</i>
K_N	Scabrezza equivalente al fondo

Paragrafo 3.3

σ	Pulsazione angolare relativa
----------	------------------------------

α_{cm}	Angolo tra la direzione della corrente e quella di propagazione del moto ondoso
U_c	Modulo della velocità della corrente
N	<i>Wave action</i>
c_{gx}	Celerità di propagazione in direzione x
c_{gy}	Celerità di propagazione in direzione y
c_θ	Celerità di propagazione dell'energia sulle direzioni
c_σ	Celerità di propagazione dell'energia sulle frequenze

Paragrafo 3.4

θ	Pendenza del fondo in direzione del moto
ρ	Densità dell'acqua
m_e	Massa entrante
m_u	Massa uscente
m	Massa
V_x	Componente della velocità della corrente lungo x mediata sulla profondità
V_y	Componente della velocità della corrente lungo y mediata sulla profondità
$\bar{\eta}$	Livello mediato sul periodo
h	Profondità del fondo riferita allo SWL
I	Termine inerziale
M_u	Flusso di quantità di moto uscente
M_e	Flusso di quantità di moto entrante
G	Risultante delle forze di massa
Π	Risultante delle forze di superficie
S_{ij}	Componenti del tensore di <i>radiation stress</i>
T_{ij}	Componenti del tensore delle tensioni
τ_{bx}	Tensione tangenziale al fondo lungo x
τ_{by}	Tensione tangenziale al fondo lungo y
τ_{wx}	Componente lungo x della tensione tangenziale dovuta al vento
τ_{wy}	Componente lungo y della tensione tangenziale dovuta al vento
ρ_a	Densità dell'aria
U_w	Velocità del vento a 10 m
C_D	Coefficiente di <i>drag</i> da vento

\mathbf{U}	Vettore delle variabili conservative
\mathbf{F}_c	Vettore dei flussi convettivi lungo x
\mathbf{F}_{lt}	Vettore dei flussi laminari e turbolenti lungo x
\mathbf{G}_c	Vettore dei flussi convettivi lungo y
\mathbf{G}_{lt}	Vettore dei flussi laminari e turbolenti lungo y
\mathbf{S}_{sor}	Vettore dei termini sorgente
τ_c	Tensione tangenziale dovuta alla corrente
τ_{wave}	Tensione tangenziale dovuta al moto ondoso
C_d	Coefficiente di <i>drag</i> della corrente
f_w	<i>Friction factor</i> del moto ondoso
U_{bot}	Velocità al fondo
a_{1m}	Massima ampiezza orbitale al fondo
K_N	Scabrezza equivalente al fondo
τ_m	Componente media dello stress al fondo
τ_{max}	Componente massima dello stress al fondo
α_{cm}	Angolo di inclinazione tra corrente e moto ondoso

Paragrafo 3.5

τ_{bot}	Tensione tangenziale al fondo
ρ_s	Densità del sedimento
ρ	Densità dell'acqua
D	Diametro del sedimento
F_D	Forza di <i>drag</i>
F_L	Forza di <i>lift</i>
R	Resistenze al moto per attrito
C_D	Coefficiente di resistenza
Ω_x	Sezione del grano nel piano ortogonale al moto
D_x	Diametro medio in corrispondenza della sezione
u_0	Componente di velocità della corrente in prossimità del fondo
s_f	Coefficiente di forma
ν	Viscosità cinematica
C_L	Coefficiente di <i>lift</i>
Ω_z	Sezione del grano nel piano parallelo al moto

D_z	Diametro medio in corrispondenza della sezione
G	Peso di volume immerso
γ_s	Peso specifico del granulo
γ	Peso specifico dell'acqua
V_s	Volume del granulo
φ	Angolo di attrito statico
α	Angolo di inclinazione del piano
c_x, c_z, c_v	Coefficienti funzione della geometria del grano
τ_0	Tensione tangenziale al fondo
ψ	Funzione che lega u_* ad u_0
u_*	Velocità d'attrito
θ	Parametro di mobilità dei sedimenti
θ_{cr}	Parametro critico di mobilità dei sedimenti
s	Densità relativa
Re_*	Numero di Reynolds del grano
D_{gr}	Diametro del grano di Shields
Q_t	Portata solida complessiva
Q_{sb}	Portata solida al fondo
Q_{ss}	Portata solida in sospensione
$Q_{sb,eq}$	Portata solida al fondo massima consentita dalle condizioni idrodinamiche
$q_{sb,eq}$	Portata solida di equilibrio al fondo per unità di larghezza
d_m	Diametro medio dei sedimenti
d_{50}	Diametro caratteristico
h	Tirante
E	Tasso di erosione
D	Tasso di deposito
C	Concentrazione volumetrica
a	Quota di riferimento oltre la quale inizia il trasporto in sospensione
$c(z)$	Distribuzione di concentrazione sulla verticale
$D_{t,x}$	Coefficiente di diffusione in direzione x
$D_{t,y}$	Coefficiente di diffusione in direzione y
V_x	Velocità media lungo x

V_y	Velocità media lungo y
c_a	Concentrazione di riferimento
c_0	Concentrazione alla quota a
β_d	Coefficiente di forma della distribuzione di concentrazione
D_T	Coefficiente di diffusione delle particelle in sospensione
κ	Coefficiente di Von Karman
b	Numero di Rouse
b_m	Numero di Rouse corrispondente a una tensione al fondo media
b_{max}	Numero di Rouse corrispondente alla tensione al fondo massima
δ_w	Altezza dello strato limite del moto ondoso
F	Fattore di correzione analitica nell'approccio di Van Rijn
F_c	Componente legata alla corrente
F_w	Componente legata al moto ondoso
h_{ref}	Altezza di riferimento
n	Porosità dei sedimenti
z_f	Quota del fondo

Paragrafo 3.6

N	<i>Wave action</i>
Δx	Discretizzazione in direzione x
Δy	Discretizzazione in direzione y
$\Delta \sigma$	Discretizzazione delle frequenze
$\Delta \theta$	Discretizzazione del settore angolare
Δt	Discretizzazione temporale
c_x	Celerità di propagazione in direzione x
c_y	Celerità di propagazione in direzione y
c_θ	Celerità di propagazione dell'energia sulle direzioni
c_σ	Celerità di propagazione dell'energia sulle frequenze
S_{max}	Modulo della massima celerità di propagazione dell'onda all'interno del dominio

Capitolo 4

Paragrafo 4.1

A	Area della sezione trasversale della bocca lagunare
k	Coefficiente empirico della relazione $A-P$
P	Prisma di marea di sizigie
α	Coefficiente empirico della relazione $A-P$
a_m	Ampiezza di marea esterna
S	Superficie del bacino afferente alla bocca
φ	Coefficiente riduttore di Marchi
r_0	Raggio del bacino lagunare semicircolare
ω	Pulsazione della marea
c_l	Velocità relativa di propagazione nel bacino lagunare

Paragrafo 4.2

i_{os}	Pendenza del fondo in mare aperto
L_{in}	Tratto di canale che rappresenta la bocca
B_{ch}	Larghezza in sommità del tratto di canale che rappresenta la bocca
h_{ch}	Profondità del canale
L_{ch}	Lunghezza complessiva del canale
W_b	Larghezza bacino lagunare
L_b	Lunghezza longitudinale del bacino lagunare
h_b	Profondità del bacino lagunare
L	Lunghezza della porzione del canale compresa tra laguna e mare aperto nel modello 1D
T	Periodo di marea
c	Celerità di propagazione della marea all'interno del canale nel modello 1D
U	Velocità lungo il canale nel modello 1D
η_e	Livello di marea in mare aperto
η_i	Livello di marea in laguna
λ	Coefficiente delle perdite distribuite
R	Raggio idraulico
k_s	Coefficiente di scabrezza di Gauckler-Strickler

a_m	Ampiezza di marea esterna
ω	Pulsazione
A	Area della sezione trasversale della bocca lagunare
V	Volume d'acqua entrante
Q	Portata attraverso la bocca
K_{sch}	Coefficiente di scabrezza al fondo di Gauckler-Strickler nel canale
K_{sb}	Coefficiente di scabrezza al fondo di Gauckler-Strickler nel bacino

Paragrafi 4.3, 4.4 e 4.5

W_b	Larghezza bacino lagunare
L_b	Lunghezza longitudinale del bacino lagunare
S_b	Superficie del bacino lagunare
K_{sch}	Coefficiente di scabrezza al fondo di Gauckler-Strickler nel canale
K_{sb}	Coefficiente di scabrezza al fondo di Gauckler-Strickler nel bacino
h_b	Profondità del bacino lagunare
h_{ch}	Profondità del canale
B_{ch}	Larghezza in sommità del tratto di canale che rappresenta la bocca
A	Area della sezione trasversale della bocca lagunare
L_{ch_b}	Lunghezza del tratto di canale nel bacino lagunare
S_{b25}	Configurazione con superficie del bacino pari a 25 km ²
S_{b50}	Configurazione con superficie del bacino pari a 50 km ²
S_{b100}	Configurazione con superficie del bacino pari a 100 km ²
S_{b200}	Configurazione con superficie del bacino pari a 200 km ²

Capitolo 5

Paragrafo 5.1

z	Quota sopra lo SWL
$U(z)$	Velocità del vento

$U(10)$ Velocità del vento a quota 10 m dallo *SWL*

Paragrafo 5.2

F	Forza di attrazione gravitazionale
G	Costante di gravitazione universale
m_1	Massa 1
m_2	Massa 2
d	Distanza tra Massa 1 e Massa 2
$\eta(t)$	Livello di marea
A_0	Valore medio di marea
ω_i	Frequenza della componente armonica <i>i-esima</i> di marea
T_i	Periodo della componente armonica <i>i-esima</i> di marea
φ_i	Ritardo della componente armonica <i>i-esima</i> di marea
M_2, S_2, N_2, K_2	Componenti astronomiche semidiurne
K_1, O_1, P_1, S_1	Componenti astronomiche diurne

Paragrafi 5.3 e 5.4

V_{med}	Velocità media del vento
V_{rms}	Velocità quadratica media del vento (<i>root main square</i>)
η_{cr}	Altezza della cresta di marea
η_{cv}	Altezza del cavo di marea
H	Escursione di marea
V_{max}	Velocità massima del vento

Lista delle tabelle

Tabella 4.1: Espressioni empiriche e analitiche per la relazione $A-P$ in unità metriche.	99
Tabella 4.2: Lista dei test eseguiti con i parametri della configurazione base, denominate <i>test 0</i> , al variare della dimensione del bacino. I simboli si riferiscono alla Figura 4.1.	105
Tabella 4.3: Lista dei test eseguiti con diverse combinazioni sia dei parametri del bacino che del canale. I simboli fanno riferimento alla Figura 4.1.....	106
Tabella 4.4: Valori del prisma ottenuti con un modello 2DH per i diversi test eseguiti (riferimento in Tabella 4.3) e variazione percentuale del prisma rispetto al test 0 (i cui parametri di simulazione sono specificati nella Tabella 4.2).....	110
Tabella 4.5: Valori del prisma ottenuti col modello 2DH sul bacino schematico e sul dominio reale del bacino di Lignano con la configurazione riferita ai due anni riportati, e la variazione percentuale del prisma rispetto al 1980.	115
Tabella 5.1: Stazione anemometrica di Lido Diga Sud (VE).....	123
Tabella 5.2: Stazione anemometrica di Lignano (UD).	124
Tabella 5.3: Stazione anemometrica di Grado (GO).....	125
Tabella 5.4: Piattaforma Acqua Alta (VE).....	126
Tabella 5.5: Suddivisione dei venti in relazione alla direzione di provenienza.	127
Tabella 5.6: Frequenze dei venti per direzione di provenienza.....	128
Tabella 5.7: Frequenze dei venti per intensità.....	128
Tabella 5.8: Numero di eventi individuati per ogni anno di registrazione, suddivisi per Bora e Scirocco.	133
Tabella 5.9: Componenti mareali dell'Alto Adriatico relative all'anno 2020.	138
Tabella 5.10: Stazione Mareografica di Grado (GO).....	139
Tabella 5.11: Risultati dell'analisi dei dati di marea associati agli eventi di Scirocco.	140
Tabella 5.12: Risultati dell'analisi dei dati di marea associati agli eventi di Bora-Levante.....	141

Tabella 5.13: Tabella riassuntiva dei risultati dell'analisi degli eventi di Bora-Levante e Scirocco e della marea associata agli eventi.	143
Tabella 5.14: Media di velocità media (V_{med}), quadratica media (V_{rms}) e velocità massima (V_{max}) degli eventi di Scirocco per ogni anno.....	146
Tabella 5.15: Media di velocità media (V_{med}), quadratica media (V_{rms}) e velocità massima (V_{max}) degli eventi di Bora per ogni anno.....	147
Tabella 5.16: Caratterizzazione degli eventi estremi di Scirocco e di Bora.....	148
Tabella 6.1: Valori delle massime velocità di flusso e di riflusso e dei prismi di marea di flusso e riflusso per le simulazioni di sola marea media, Bora media, evento estremo di Bora ed evento estremo di Bora in assenza di <i>drag</i> da vento in laguna.	162
Tabella 6.2: <i>Set up</i> delle simulazioni dell'evento di Bora effettuate.....	164
Tabella 6.3: Massime velocità in fase di flusso e riflusso per le simulazioni dell'evento di Bora.....	166

Lista delle figure

Figura 1.1: Genesi di una bocca lagunare: sviluppo del gradiente idraulico tra laguna e mare aperto e rottura della barra dovuto allo scavalco di onde frangenti.	6
Figura 1.2: Ipotesi di formazione ed allungamento della lingua di sabbia.	8
Figura 1.3: Meccanismo di formazione del bacino per inondazione di una valle fluviale interna.	9
Figura 1.4: Classificazione idrodinamica delle bocche lagunari (Hayes, 1979).	11
Figura 1.5: Classificazione dei bacini lagunari in base allo scambio d'acqua col mare aperto.	12
Figura 1.6: Modelli che mostrano la morfologia di una bocca lagunare, con evidenziate le zone dei delta di marea e la gola della bocca (Hayes, 1975).	13
Figura 1.7: Schematizzazione del delta di flusso.	16
Figura 1.8: Schematizzazione del delta di riflusso.	18
Figura 1.9: Rappresentazione di una bocca dominata dalla marea (in alto a destra), dal moto ondoso (in basso a destra) e ad energia mista (a sinistra), in cui si vedono le differenti morfologie sopra descritte, in particolare la presenza e l'estensione dei delta di flusso e di riflusso (Hubbard et al., 1979).	19
Figura 1.10: Schema del meccanismo di chiusura di una bocca a causa delle correnti <i>long-shore</i>	25
Figura 1.11: Schema del meccanismo di chiusura di una bocca a causa delle correnti <i>cross-shore</i>	26
Figura 1.12: Curva di Escoffier nel caso di due punti di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$	28
Figura 1.13: Curva di Escoffier nel caso di un punto di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$	29
Figura 1.14: Curva di Escoffier nel caso di nessun punto di intersezione tra la curva V_m e la retta $V_m = V_{cr}$	29
Figura 2.1: Inquadramento territoriale della Laguna di Marano e Grado nell'Adriatico Settentrionale.	33

Figura 2.2: Bocche lagunari che mettono in comunicazione la Laguna di Marano e Grado col mare aperto.....	34
Figura 2.3: Valle da pesca “Panera”, Laguna di Grado (Foto: A. Triches) (Cosolo et al., 2015).	35
Figura 2.4: Laguna di Marano e Grado con evidenziati alcuni dei principali interventi del ‘900.....	36
Figura 2.5: Principali corsi d’acqua che sfociano nella Laguna di Marano e Grado. La linea rossa tratteggiata indica la suddivisione amministrativa tra Laguna di Marano e Laguna di Grado.....	36
Figura 2.6: Distribuzione delle stazioni di campionamento delle campagne di misura dell’ARPA FVG effettuate lo scorso decennio nell’area lagunare, dove i colori indicano la percentuale di limi e argilla (Petti et al., 2018).	37
Figura 2.7: Distribuzione granulometrica nell’area costiera tra la bocca di Lignano (ad Est) e la foce del Tagliamento (ad Ovest) (Fontolan et al., 2012).	38
Figura 2.8: Suddivisione della Laguna di Marano e Grado nei suoi sei sottobacini, ognuno afferente all’omonima bocca.	39
Figura 2.9: Distribuzione delle diverse tipologie di barene per i sottobacini di Lignano, S. Andrea e Buso (Fontolan et al., 2012).	40
Figura 2.10: Distribuzione delle diverse tipologie di barene per i sottobacini di Morgo, Grado e Primero (Fontolan et al., 2012).	40
Figura 2.11: Stralcio della Carta di cabotaggio del Mare Adriatico (1822-1824) (Ricci, 1985).	42
Figura 2.12: Piano Regolatore Generale di Lignano di Zannier e Di Sopra (1969).	42
Figura 2.13: Bocca di Lignano.	43
Figura 2.14: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1891 (Ricci, 1985).	43
Figura 2.15: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1917 (Ricci, 1985).	44
Figura 2.16: Ricostruzione della tavoletta I.G.M., 1938 (Ricci, 1985).	44
Figura 2.17: Carta topografica in scala 1:25000 realizzata dall’I.G.M. nel 1951 (http://www.igmi.org/).	45
Figura 2.18: Immagine aerofotogrammetrica di Lignano, 1969 (http://www.igmi.org/).	45

Figura 2.19: Dettaglio della bocca di Lignano, con evidenziati il deposito e le larghezze della bocca negli anni 1969, 1988 e 2019.	46
Figura 2.20: Foto in alto: vista della darsena e del molo protettivo, con il deposito a destra del molo. Foto in basso: vista della bocca di Lignano dal deposito (2022).	47
Figura 2.21: Variazione del deposito sabbioso a ridosso della Darsena di Marina Punta Faro tra il 1891 e il 1993 (http://www.pcn.minambiente.it/viewer/ e https://earth.google.com/).	48
Figura 2.22: Variazione del deposito sabbioso a ridosso della Darsena di Marina Punta Faro tra il 1994 e il 2022 (http://www.pcn.minambiente.it/viewer/ e https://earth.google.com/).	49
Figura 2.23: Confronto fra le immagini nei due archi temporali di 31 anni, tra il 1938 e 1969 e tra il 1988 e il 2019.	50
Figura 2.24: Variazione del deposito a ridosso del molo dal 1938 al 2022, da confronto di immagini satellitari (Petti et al., 2020).	51
Figura 3.1: Spettro di ampiezza (Petti, 2021).	55
Figura 3.2: Spettro di energia (Petti, 2021).	55
Figura 3.3: Tipica distribuzione della densità spettrale di energia del Mar Mediterraneo (Petti, 2021).	56
Figura 3.4: Corrispondenza tra spettro e segnale (Holthuijsen, 2007).	57
Figura 3.5: Schema di riferimento per la definizione dei momenti spettrali (Petti, 2021).	57
Figura 3.6: Moto ondoso irregolare come somma di armoniche diversamente orientate (a), ed esempio di spettro bidimensionale (b) (Holthuijsen, 2007).	59
Figura 3.7: Superficie di sistema e relativo contorno (Petti, 2021).	60
Figura 3.8: Superficie di controllo, apporti di energia e dissipazioni (Petti, 2021).	61
Figura 3.9: Schema di generazione di Phillips (1957) (Petti, 2021).	62
Figura 3.10: Gradienti di pressione del vento indotti dalle oscillazioni (Holthuijsen, 2007).	63
Figura 3.11: Schematizzazione dell'effetto delle <i>white caps</i> (Holthuijsen, 2007)...	65
Figura 3.12: Risoluzione dell'equazione (3.38) (Mei, 2003).	69
Figura 3.13: Bilancio di massa (Pascolo, 2015).	71
Figura 3.14: Componenti di quantità di moto in direzione x (Pascolo, 2015).	73

Figura 3.15: Schema delle forze di volume e di superficie che agiscono sul volume di controllo (Pascolo, 2015).	74
Figura 3.16: Rappresentazione schematica delle interazioni non lineari tra le tensioni al fondo associate a moto ondoso e corrente nel periodo dell'oscillazione (Soulsby et al., 1993).	77
Figura 3.17: Forze agenti su un granulo (Petti, 2021).	78
Figura 3.18: Diagramma di Shields in funzione del diametro del grano (Van Rijn, 1984)	81
Figura 3.19: Schematizzazione 1D del dominio relativo all'equazione di continuità dei sedimenti in sospensione.	83
Figura 3.20: Distribuzione delle concentrazioni secondo Rouse (Petti, 2017).	86
Figura 3.21: Schematizzazione 1D del dominio relativo all'equazione di continuità dei sedimenti al fondo.	87
Figura 3.22: Passaggio dalla griglia di scambio alla <i>mesh</i> idrodinamica. Processo di interpolazione bilineare di una generica variabile v nel punto (x,y) , che rappresenta il centro cella della <i>mesh</i> idrodinamica (croce blu), a partire dai valori che la variabile assume nei quattro nodi della cella della griglia di scambio a cui appartiene il centro cella (punti rossi).	93
Figura 3.23: Passaggio dalla <i>mesh</i> idrodinamica alla griglia di scambio. Determinazione di una generica variabile v su un nodo di una cella di scambio (punto rosso) a partire dalla ricostruzione del piano passante per i tre centri cella idrodinamici più prossimi al nodo (croci blu).	94
Figura 3.24: Schema di funzionamento del modello disaccoppiato idrodinamico e spettrale.	95
Figura 4.1: Modello idealizzato (a) del sistema mare-canale-laguna e (b) sezione longitudinale dell'intero dominio (A-A') e sezione trasversale del canale (B-B'), in cui sono riportate le principali caratteristiche geometriche.	101
Figura 4.2: Schema di riferimento per la modellazione 1D.	103
Figura 4.3: Curve che mostrano (a) il prisma di marea ottenuto variando l'estensione della superficie del bacino, derivato dall'equazione (4.2) (linea grigia tratteggiata), dal modello 1D (linea nera continua), e dal modello 2DH (linea blu continua), e (b) il trend del coefficiente riduttore calcolato con il modello 1D considerando un bacino	

semicircolare (linea nera continua), un bacino rettangolare (linea grigia continua) e quello calcolato col modello 2DH (linea blu continua).	108
Figura 4.4: Curve che mostrano l'andamento del prisma di marea derivante dal modello 2DH con variazioni nell'estensione del bacino lagunare e per diversi valori del coefficiente di Gauckler-Strickler assunto uniforme sull'intero dominio. Sono evidenziati i tre diversi regimi, che mostrano diversi comportamenti della relazione tra il prisma e l'estensione del bacino.	109
Figura 4.5: Prisma di marea 2DH per il bacino lagunare di 50 km ² (blu scuro) e 100 km ² (blu chiaro) con (a) un valore uniforme del coefficiente di Gauckler-Strickler nell'intero dominio, o (b) per diversi valori nel canale e nel bacino.	111
Figura 4.6: Andamento del prisma dal modello 2DH per il bacino lagunare di 50 km ² (blu scuro) e 100 km ² (blu chiaro) con (a) variazione della larghezza media della bocca e (b) della profondità del canale h_{ch}	112
Figura 4.7: Confronto tra le linee di costa nel 1938 (linea bianca continua), nel 2019 (linea bianca tratteggiata) e di un'ipotetica condizione di equilibrio (linea rossa).	113
Figura 4.8: Dominio computazionale reale utilizzato per determinare il prisma della bocca di Lignano.	114
Figura 4.9: Dettaglio del dominio computazionale vicino alla bocca di Lignano, che mostra le profondità nella condizione (a) appena dopo la costruzione della darsena e (b) nella condizione corrente, in cui è indicato il deposito sabbioso formatosi negli anni.	115
Figura 4.10: Andamento del prisma da modellazione 2DH per il bacino di 50 km ² (blu scuro) e 100 km ² (blu chiaro), come funzione della sezione trasversale della bocca. Le tre croci rosse corrispondono ai valori del prisma per la bocca di Lignano nei tre diversi anni. Le curve grigie sono le relazioni $A-P$ secondo gli autori specificati in legenda, i cui parametri sono riportati in Tabella 4.1.	116
Figura 5.1: Collocazione delle quattro stazioni anemometriche nel Nord Adriatico.	122
Figura 5.2: Stazione anemometrica di Lido Diga Sud (VE) (ISPRA).	123
Figura 5.3: Stazione anemometrica di Lignano (UD) (Protezione Civile).	124
Figura 5.4: Stazione anemometrica di Grado (GO) (ISPRA).	125
Figura 5.5: Piattaforma Acqua Alta (VE) (ISPRA).	126

Figura 5.6: Diagramma polare totale per le quattro stazioni anemometriche.	129
Figura 5.7: Diagrammi polari per le classi di velocità da $8 < v \leq 10$ m/s a $18 < v \leq 20$ m/s, per le quattro stazioni anemometriche.....	130
Figura 5.8: Curve di durata per la Bora, con riferimento ai dati della Piattaforma, e per lo Scirocco, con riferimento ai dati di Grado.....	131
Figura 5.9: Esempio di determinazione del valore di durata per una data velocità, a partire dalla curva di durata ottenuta dall'analisi in frequenza.	132
Figura 5.10: Fenomeno delle maree astronomiche. Le frecce nere grosse sono le forze che generano le maree sulla terra, risultanti dalla differenza tra la forza di attrazione gravitazionale (frecce bianche) e la forza centrifuga (frecce tratteggiate). Le frecce nere sottili sono le componenti orizzontali delle forze che generano la marea (Parker, 2019).	135
Figura 5.11: Maree di sizigia (o maree vive).	135
Figura 5.12: Maree di quadratura (o maree morte).	136
Figura 5.13: Curve caratteristiche di propagazione della marea nell'Adriatico (ISPRA- https://www.venezia.isprambiente.it/la-marea).	136
Figura 5.14: Linee cotidali e nodo anfidromico dell'onda di marea semidiurna nell'Adriatico (https://divulgazione.uai.it/index.php/Le_maree).....	137
Figura 5.15: Rappresentazione grafica dell'anno medio in termini di vento e marea.	144
Figura 5.16: Media annuale della durata degli eventi di Bora e Scirocco con velocità media maggiore di 10 m/s.	145
Figura 5.17: Rappresentazione grafica degli eventi estremi di Scirocco e di Bora in termini di vento e marea.....	148
Figura 6.1: <i>Mesh</i> di calcolo spettrale e idrodinamica.....	150
Figura 6.2: Dati batimetrici utilizzati per la quotatura della <i>mesh</i> nella condizione attuale.	152
Figura 6.3: Regioni considerate per il calcolo dei volumi di sedimenti erosi e depositati sulla bocca, sulla spiaggia e sulla barra del delta di riflusso.	154
Figura 6.4: Erosioni e depositi nelle tre regioni di analisi, riportate in giallo. La prima riga mostra l'erosione al termine dell'anno medio, dell'evento di Scirocco e di Bora, mentre la seconda riga riporta i depositi per le stesse condizioni.	155

Figura 6.5: Istogrammi che mostrano i valori di erosione e deposito parziale (riga superiore) e netti (riga inferiore) dopo un anno medio (di cui si riportano anche i contributi di Scirocco e Bora media separatamente), evento di Scirocco ed evento di Bora, per le tre regioni considerate.	155
Figura 6.6: Rappresentazione delle tre fasce di spiaggia considerate, di estensione 300 m (A1), 600 m (A2) e 1000 m (A3) verso il mare aperto.	156
Figura 6.7: Istogrammi che riportano i valori di erosione e deposito parziale dopo un anno medio (di cui si riportano anche i contributi di Scirocco e Bora media separatamente), evento di Scirocco ed evento di Bora per le tre fasce di spiaggia considerate.	157
Figura 6.8: Erosioni lungo la spiaggia di Lignano. La prima riga evidenzia in giallo le aree di erosione comuni a tutte e tre le simulazioni nella zona di Lignano Pineta, mentre la seconda riga riporta il tratto più vicino alla bocca.	157
Figura 6.9: Delta di riflusso della bocca di Lignano.	159
Figura 6.10: Confronto dei livelli nella condizione di picco del flusso in due punti interni alla laguna per le simulazioni dell'evento di Bora (in alto) e dell'evento di Bora in assenza di <i>drag</i> da vento in laguna (in basso).	161
Figura 6.11: <i>Contour</i> delle velocità durante il picco di flusso e di riflusso per la simulazione dell'evento di Bora (in alto) e dell'evento di Bora in assenza di <i>drag</i> da vento in laguna (in basso).	162
Figura 6.12: In alto sono riportati gli istogrammi con i valori di deposito ed erosione parziali e netti sulla barra del delta di riflusso per l'evento estremo di Bora e l'evento estremo di Bora in assenza di <i>drag</i> da vento in laguna. In basso sono riportati graficamente tali risultati.	163
Figura 6.13: Istogrammi che riportano depositi ed erosioni parziali (sinistra) e netti (destra) al termine delle simulazioni dell'evento di Bora effettuate.	165
Figura 6.14: Erosioni (in rosso) e depositi (in marrone) al termine delle simulazioni dell'evento di Bora. In nero è evidenziata la barra del delta di riflusso.	165
Figura 6.15: <i>Contour</i> delle massime velocità di riflusso per le simulazioni dell'evento di Bora.	167
Figura 6.16: Valori della superficie del deposito a ridosso del molo negli anni (Petti et al., 2020).	168

Figura 6.17: Sezioni in corrispondenza della bocca, relative all'anno 1961 (magenta), e nella configurazione attuale (corrispondente alla batimetria del 2017) (blu). In marrone il deposito a ridosso del molo (Petti et al., 2020).....	169
Figura 6.18: Dati batimetrici del rilievo dell'OGS del 2003.....	170
Figura 6.19: Dettaglio dei dati batimetrici del rilievo dell'OGS del 2003 in corrispondenza della bocca (a sinistra) e ricostruzione del deposito a ridosso del molo (a destra) a partire dal profilo tracciato dall'immagine satellitare.	170
Figura 6.20: Confronto delle <i>mesh</i> del 2003 e del 2017 in corrispondenza della bocca, con evidenziato il deposito.....	171
Figura 6.21: (a) Ortofoto del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra), con evidenziata l'evoluzione del profilo del deposito rispettivamente dal 2000 al 2006 e dal 2015 al 2019. (b) sono riportati in marrone i depositi al termine delle simulazioni dell'anno medio sulle rispettive <i>mesh</i> , dove in giallo è evidenziato il profilo del deposito presente a ridosso del molo.	171
Figura 6.22: Depositi (in marrone) al termine delle simulazioni dell'evento di Scirocco (in alto) e Bora (in basso) sulle rispettive <i>mesh</i> del 2003 e del 2017, dove in giallo è evidenziato il profilo del deposito presente a ridosso del molo.	172
Figura 6.23: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'anno medio per le <i>mesh</i> del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra). Le frecce verdi identificano un trasporto diretto verso la bocca, mentre quelle rosse un trasporto verso il mare aperto. I valori numerici in corrispondenza delle frecce corrispondono a metri cubi.....	174
Figura 6.24: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'evento estremo di Scirocco per le <i>mesh</i> del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra).....	175
Figura 6.25: Flusso netto di sedimenti per le diverse sezioni, rappresentato dalle curve gialle, al termine della simulazione dell'evento estremo di Bora per le <i>mesh</i> del 2003 (sinistra) e del 2017 (destra).....	175

Bibliografia

- Aubrey, D.G., Weishar, L., 2013. Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets. Springer Science & Business Media.
- Audusse, E., Bouchut, F., Bristeau, M.-O., Klein, R., Perthame, B., 2004. A Fast and Stable Well-Balanced Scheme with Hydrostatic Reconstruction for Shallow Water Flows. *Siam Journal on Scientific Computing* 25. <https://doi.org/10.1137/S1064827503431090>
- Battjes, J., Janssen, H., 1978. Energy loss and set-up due to breaking random waves. *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering* 1. <https://doi.org/10.9753/icce.v16>
- Beaumont, E., 1845. Origin of barrier island chain shoreline, middle Atlantic States. 115, 66–67.
- Bezzi, A., 2013. Le barene della laguna di Marano e Grado: analisi degli aspetti morfo-evolutivi nella prospettiva gestionale (Tesi di dottorato). Università degli Studi di Trieste.
- Bezzi, A., Driusso, E., Martinucci, D., Fontolan, G., 2015. The historical practice of disposal of dredged sediments in the Marano and Grado Lagoon: evaluation of geomorphological, evolutionary and functional perspective of the resulting artificial saltmarshes. Presented at the Coastal and Maritime Mediterranean Conference CM2, Ferrara, pp. 115–118. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2015.024>
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- Brambati, A., 1996. Metalli pesanti nelle lagune di Marano e Grado: piano di studi finalizzato all'accertamento della presenza di eventuali sostanze tossiche persistenti nel bacino lagunare di Marano e Grado ed al suo risanamento.
- Brocchini, M., Baldock, T., 2008. Recent advances in modeling swash zone dynamics: Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. *Reviews of Geophysics* 46. <https://doi.org/10.1029/2006RG000215>
- Bruun, P., 1978. 5 - Stability of Tidal Inlets on Littoral Drift Shores, in: *Developments in Geotechnical Engineering*. Elsevier, pp. 245–371. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41728-2.50014-X>
- Bruun, P., 1966. Tidal inlets and littoral drift, Universitetsforlaget. ed. Oslo.
- Bruun, P., Gerritsen, F., 1959. Natural by-passing of sand at coastal inlets. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 85, 75–107.
- Byrne, R.J., Gammisch, R.A., Thomas, G.R., 1980. Tidal Prism-Inlet Area Relations for Small Tidal Inlets, in: *Coastal Engineering 1980*. pp. 2517–2533. <https://doi.org/10.1061/9780872622647.151>
- Cargnel, M., Matteusich, L., 2001. Le coste del Friuli Venezia-Giulia viste dall'alto. B&V editori.
- Carr, E.E., Kraus, N.C., 2001. Morphologic Asymmetries at Entrances to Tidal Inlets.
- Chen, F., Zhang, C., Brett, M.T., Nielsen, J.M., 2020. The importance of the wind-drag coefficient parameterization for hydrodynamic modeling of a large shallow lake.

- Ecological Informatics 59, 101106.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2020.101106>
- Colonel Earl I. Brown, 1928. Inlets on sandy coasts, in: Proceedings of the American Society of Civil Engineers.
- Cooper, J.A.G., 1994. Sedimentary processes in the river-dominated Mvoti estuary, South Africa. *Geomorphology* 9, 271–300. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90050-7)
- Cosolo, M., Sponza, S., Fattori, U., 2015. La laguna di Marano e Grado: un mosaico di biodiversità – un patrimonio da preservare.
- Covelli, S., Fontolan, G., Bezzi, A., Emili, A., Martinucci, D., Pellegrini, E., Pillon, S., Popesso, C., 2012. Accordo di collaborazione con ARPA FVG per un progetto di ricerca e studio sedimentologico-geochimico delle aree barenicole della laguna di Marano e Grado.
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A., 2010. On the tidal prism–channel area relations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115. <https://doi.org/10.1029/2008JF001243>
- D’Alpaos, A., Lanzoni, S., Marani, M., Rinaldo, A., 2009. On the O’Brien–Jarrett–Marchi law. *Rendiconti Lincei* 20, 225–236. <https://doi.org/10.1007/s12210-009-0052-x>
- Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie* 8, 127–142. <https://doi.org/10.1127/zfg/mortensen/8/1964/127>
- de Swart, H.E., Zimmerman, J.T.F., 2009. Morphodynamics of Tidal Inlet Systems. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 41, 203–229. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.010908.165159>
- De Vriend, H.J., 1991. Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour. *Journal of Hydraulic Research* 29, 727–740. <https://doi.org/10.1080/00221689109498955>
- Dean, R.G., 1988. Sediment Interaction at Modified Coastal Inlets: Processes and Policies, in: Aubrey, D.G., Weishar, L. (Eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*. Springer New York, New York, NY, pp. 412–439.
- Dean, R.G., Walton, T.L., 1975. *Sediment Transport Processes In The Vicinity Of Inlets With Special Reference To Sand Trapping*.
- Di Silvio, G., Dal Monte, L., 2003. Ratio between channel cross section and tidal prism in short lagoons: Validity and limits of the Law of Jarrett. Presented at the Proceedings of the 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Barcelona, Spain, pp. 524–533.
- Dionne, J.-C., 1978. Komar, P.D. (1976): *Beach Processes and Sedimentation*, Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice-Hall, xii et 429 p., 218 fig., 18,5 x 24 cm. *Géographie physique et Quaternaire* 32, 178–179. <https://doi.org/10.7202/1000349ar>
- Dorigo, L., 1966. La Carta Idrografica Della Laguna di Grado e Marano.
- Dorigo, L., 1965. La Laguna di Grado e le Sue Foci. *Ricerche e Rilievi Idrografici*.
- Elias, E.P.L., Stive, M.J.F., Roelvink, J.A., 2005. Impact of back-barrier changes on ebb-tidal delta evolution. *Journal of Coastal Research* 460–476.
- Elias, E.P.L., van der Spek, A.J.F., 2006. Long-term morphodynamic evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). *Marine Geology* 225, 5–21. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.008>
- Escoffier, F.F., 1977. *Hydraulics and Stability of Tidal Inlets*. Fort Belvoir VA.

- Escoffier, F.F., 1940. The Stability of Tidal Inlets.
- Fagherazzi, S., Overeem, I., 2007. Models of Deltaic and Inner Continental Shelf Landform Evolution. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 685–715. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140128>
- Fisher, J.J., 1984. Inlets and inlet migration, in: Schwartz, M. (Ed.), *Beaches and Coastal Geology*. Springer US, New York, NY, pp. 486–489. https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1_237
- FitzGerald, D., Kraus, N., Hands, E., 2000. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets.
- FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research* 47–71.
- FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets, in: *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*. Springer, pp. 186–225.
- Fitzgerald, D.M., 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 1303–1318. <https://doi.org/10.1306/212F85C6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- FitzGerald, D.M., 1982. Sediment Bypassing At Mixed Energy Tidal Inlets. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1, 68. <https://doi.org/10.9753/icce.v18.68>
- FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., 2019. Tidal Inlets, in: Finkl, C.W., Makowski, C. (Eds.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1727–1738. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93806-6_316
- Fontolan, G., Pillon, S., Bezzi, A., Villalta, R., Lipizer, M., Triches, A., D'Aietti, A., 2012. Human impact and the historical transformation of saltmarshes in the Marano and Grado Lagoon, northern Adriatic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 113, 41–56. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.007>
- Fontolan, G., Pillon, S., Delli Quadri, F., Bezzi, A., 2007. Sediment storage at tidal inlets in northern Adriatic lagoons: Ebb-tidal delta morphodynamics, conservation and sand use strategies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 75, 261–277. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.02.029>
- Gaudiano, D.J., Kana, T.W., 2001. Shoal Bypassing in Mixed Energy Inlets: Geomorphic Variables and Empirical Predictions for Nine South Carolina Inlets. *Journal of Coastal Research* 17, 280–291.
- Gelfenbaum, G., Sherwood, C.R., Peterson, C.D., Kaminsky, G.M., Buijsman, M., Twichell, D.C., Ruggiero, P., Gibbs, A.E., Reed, C., 1999. The Columbia River littoral cell: a sediment budget overview, in: *Proceedings of Coastal Sediments*. Citeseer, pp. 1660–1675.
- Ghosh, L.K., 1991. A mathematical model for estimating siltation in approach channel to port. *Proc. 3rd Int. Conf. Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, Mombasa, 1991.
- Gilbert, G.K., 1890. *Lake Bonneville (Report No. 1)*, Monograph. Washington, D.C. <https://doi.org/10.3133/m1>
- Gordon, A.D., 1991. Coastal lagoon entrance dynamics, in: *Coastal Engineering 1990*. pp. 2880–2893.
- Grant, W.D., Madsen, O.S., 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 84, 1797–1808.
- Green, M., Coco, G., 2014. Review of wave-driven sediment resuspension and transport in estuaries. *Reviews of Geophysics* 52. <https://doi.org/10.1002/2013RG000437>

- Hasselmann, K., 1974. On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. *Boundary-Layer Meteorology* 6, 107–127. <https://doi.org/10.1007/BF00232479>
- Hasselmann, K.F., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H.C., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P.M., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP).
- Hayes, M., 1975. Morphology Of Sand Accumulation In Estuaries: An Introduction To The Symposium. *Geol and Eng* 2, 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>
- Hayes, M.O., 1991. Geomorphology and sedimentation patterns of tidal inlets: a review, in: *Coastal Sediments*. ASCE, pp. 1343–1355.
- Hayes, M.O., 1979. Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime, *Proceedings of the Coastal Symposium of Barrier Islands*. New York Academic Press, New York.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology Of Sand Accumulation In Estuaries: An Introduction To The Symposium, in: Cronin, L.E. (Ed.), *Geology and Engineering*. Academic Press, pp. 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>
- Hibma, A., Stive, M.J.F., Wang, Z.B., 2004. Estuarine morphodynamics. *Coastal Engineering* 51, 765–778.
- Hicks, D.M., Hume, T.M., 1996. Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand. *Journal of Coastal Research* 12, 47–63.
- Holthuijsen, L.H., 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
- Hong, Wang, Peimao, Chen, Xiaoping, Jia, Shouyu, Zhang, Zhenzhao, Tang, Jing, Yu, Feng, Tao, 2008. *Advance in the research on water exchange in the sea area*. South China Fisheries Science.
- Hubbard, D.K., Barwis J. H, 1977. Sediment transport in four South Carolina inlets.
- Hubbard, D.K., Oertel, G., Nummedal, D., 1979. The Role of Waves and Tidal Currents in the Development of Tidal-inlet Sedimentary Structures and Sand Body Geometry: Examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia. *Journal of Sedimentary Research* 49, 1073–1091.
- Hughes, S.A., 2002. Equilibrium Cross Sectional Area at Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research* 18, 160–174.
- Hume, T.M., 2005. Tidal Prism, in: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 981–982. https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_320
- Jarrett, J.T., 1976. Tidal Prism - Inlet Area Relationships.
- Jonsson, I.G., Skougaard, C., Wang, J.D., 1970. Interaction Between Waves And Currents. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1, 30. <https://doi.org/10.9753/icce.v12.30>
- Kana, T.W., E. J. Hayter, P. A. Work, 1999. Mesoscale Sediment Transport at Southeastern U.S. Tidal Inlets: Conceptual Model Applicable to Mixed Energy Settings. *Journal of Coastal Research* 15, 303–313.
- Kjerfve, B., 1986. Comparative Oceanography Of Coastal Lagoons, in: Wolfe, D.A. (Ed.), *Estuarine Variability*. Academic Press, pp. 63–81. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-761890-6.50009-5>

- Klein, A.H.F., Kinkl, C.W., 2006. Proceedings of the 8th International Coastal Symposium : ICS 2004 : Itajai/Itapema, Santa Catarina, Brazil, 14 to 19 March, 2004. Coastal Education and Research Foundation (CERF).
- Komar, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research* 23–45.
- Kraus, N.C., 1998. Inlet Cross-Sectional Area Calculated by Process-Based Model, in: *Coastal Engineering* 1998. pp. 3265–3278. <https://doi.org/10.1061/9780784404119.248>
- Krishnamurthy, M., 1977. Tidal Prism of Equilibrium Inlets. *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division* 103, 423–432. <https://doi.org/10.1061/JWPCDX.0000051>
- Largier, J.L., Slinger, J.H., Taljaard, S., 1992. The Stratified Hydrodynamics of the Palmiet - A Prototypical Bar-Built Estuary, in: *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone*, Coastal and Estuarine Studies. pp. 135–153. <https://doi.org/10.1029/CE040p0135>
- Laval, B., Imberger, J., Hodges, B.R., Stocker, R., 2003. Modeling circulation in lakes: Spatial and temporal variations. *Limnology and Oceanography* 48, 983–994. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.3.0983>
- LeConte, L.J., 1905. Discussion on the paper “Notes on the improvement of river and harbor outlets in the United States” by D. A. Watt.
- Liang, Q., Marche, F., 2009. Numerical resolution of well-balanced shallow water equations with complex source terms. *Advances in Water Resources* 32, 873–884. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2009.02.010>
- Marchi, E., 1990. Sulla stabilità delle bocche lagunari a marea. *Rendiconti Lincei* 1, 137–150. <https://doi.org/10.1007/BF03001888>
- Marino, J.N., 1986. Inlet ebb shoals related to coastal parameters. University of Florida.
- Massalin, A., Canestrelli, P., 2006. Il vento nell’Adriatico settentrionale nel periodo 1983-2004. Analisi dei dati osservati dall’ICPSM alla Piattaforma Acqua Alta del CNR.
- McGee, W.J., 1890. *Encroachments of the sea*. Forum Publishing Company.
- Mei, C.C., 2003. *The applied dynamics of ocean surface waves*. World Scientific.
- Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, in: *IAHSR 2nd Meeting, Stockholm, Appendix 2*. IAHR.
- Murtagh, J., Nelson, H., 1993. Narrabeen lagoon entrance sand fluidisation scheme pilot study, in: *National Conference Publication-Institution Of Engineers Australia NCP*. Institution of Engineers, Australia, pp. 609–609.
- Niemeyer, H., 1990. Morphodynamics of Tidal Inlets. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4382.8723>
- Niemeyer, H.D., 1986. Changing Of Wave Climate Due To Breaking On A Tidal Inlet Bar. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1, 105. <https://doi.org/10.9753/icce.v20.105>
- Nishi, R., Kraus, N.C., Kawamori, A., 2006. Fundamental Study on Inlet Geomorphology-An Approach for a Global AP Relationship, in: *Proceedings Of Civil Engineering In The Ocean*. Japan Society of Civil Engineers, pp. 927–932.
- Nummedal, D., Oertel, G.F., Hubbard, D.K., Hine, A.C., 1977. Tidal Inlet Variability - Cape Hatteras to Cape Canaveral, in: *Coastal Sediments*.
- Nummedal, D., Penland, P.S., 1982. Morphology and Sediment Dynamics of the East Friesian Tidal Inlets, West Germany. Louisiana State Univ Baton Rouge Dept Of Geology.

- O'Brien, M.P., 1969. Equilibrium Flow Areas of Inlets on Sandy Coasts. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 95, 43–52. <https://doi.org/10.1061/JWHEAU.0000622>
- O'Brien, M.P., 1931. Estuary tidal prisms related to entrance areas, *Civil Engineering*.
- Oertel, G., 1975. Ebb-Tidal Deltas Of Georgia Estuaries.
- Oertel, G., 1972. Sediment Transport of Estuary Entrance Shoals and the Formation of Swash Platforms. *Journal of Sedimentary Research* 42, 858–863.
- Oost, A., De Boer, P., 1994. Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana maritima*. Frankfurt/Main 24, 65–115.
- Parker, B., 2019. Tides, in: Finkl, C.W., Makowski, C. (Eds.), *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1750–1764. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93806-6_324
- Pascolo, S., 2015. Sviluppo di un modello idrodinamico 2DH finalizzato allo studio delle interazioni fluvio-marittime (Tesi di dottorato). Università degli Studi di Udine.
- Petti, M., 2021. *Fondamenti di idraulica marittima e costiera*. Forum Edizioni, Udine.
- Petti, M., 2017. *Lezioni di Idraulica Ambientale*.
- Petti, M., Bosa, S., Pascolo, S., 2018. Lagoon Sediment Dynamics: A Coupled Model to Study a Medium-Term Silting of Tidal Channels. *Water* 10. <https://doi.org/10.3390/w10050569>
- Petti, M., Bosa, S., Pascolo, S., Uliana, E., 2020. An Integrated Approach to Study the Morphodynamics of the Lignano Tidal Inlet. *Journal of Marine Science and Engineering* 8. <https://doi.org/10.3390/jmse8020077>
- Petti, M., Pascolo, S., Bosa, S., 2021a. Relocation of Dredged Material from Marano and Grado Lagoon: An Example of Sustainable Management. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* 1203, 022104. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/1203/2/022104>
- Petti, M., Pascolo, S., Bosa, S., Busetto, N., 2021b. On the Tidal Prism: The Roles of Basin Extension, Bottom Friction and Inlet Cross-Section. *Journal of Marine Science and Engineering* 9, 88. <https://doi.org/10.3390/jmse9010088>
- Powell, M.A., Thieke, R.J., Mehta, A.J., 2006. Morphodynamic relationships for ebb and flood delta volumes at Florida's tidal entrances. *Ocean Dynamics* 56, 295–307.
- Reef, K.R.G., Roos, P.C., Schuttelaars, H.M., Hulscher, S.J.M.H., 2020. Influence of Back-Barrier Basin Geometry on Multiple Tidal Inlet Systems: The Roles of Resonance and Bottom Friction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 125, e2019JF005261. <https://doi.org/10.1029/2019JF005261>
- Ret, M., 2006. Bilancio idrologico e circolazione idrica della Laguna di Marano-Grado (Tesi di laurea - Corso di laurea specialistica in Ingegneria dell' Ambiente e delle Risorse). Università degli Studi di Udine.
- Ricci, 1985. *Raccontare Lignano*, Gianfranco Angelico Benvenuto Editore. ed. Udine.
- Rouse, H., 1937. Modern Conceptions of the Mechanics of Fluid Turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 102, 463–505. <https://doi.org/10.1061/TACEAT.0004872>
- Schoen, J.H., Stretch, D.D., Tirok, K., 2014. Wind-driven circulation patterns in a shallow estuarine lake: St Lucia, South Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 146, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.05.007>

- Seabergh, W.C., 2002. Hydrodynamics of Tidal Inlets, in: Coastal and Hydraulics Laboratory, Engineer Research and Development Center. Springer, Vicksburg, MS, USA.
- Sha, L.P., 1989. Sand transport patterns in the ebb-tidal delta off Texel Inlet, Wadden Sea, The Netherlands. *Marine Geology* 86, 137–154. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90046-7)
- Sha, L.P., 1989. Variation in ebb-delta morphologies along the West and East Frisian Islands, The Netherlands and Germany. *Marine Geology* 89, 11–28. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90025-X)
- Sha, L.P., Van Den Berg, J.H., 1993. Variation in Ebb-Tidal Delta Geometry along the Coast of the Netherlands and the German Bight. *Journal of Coastal Research* 9, 730–746.
- Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement.
- Silva, R.A.G., Gallo, M.N., Rosman, P.C.C., Nogueira, I.C.M., 2020. Tidal inlet short-term morphodynamics analysed through the tidal prism - longshore sediment transport ratio criterion. *Geomorphology* 351, 106918. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106918>
- Soulsby, R.L., 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. *Oceanographic Literature Review* 9, 947.
- Soulsby, R.L., Clarke, S., 2005. Bed shear-stress under combined waves and currents on smooth and rough beds (TR 137).
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R., Thomas, G.P., 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering* 21, 41–69. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(93\)90045-A](https://doi.org/10.1016/0378-3839(93)90045-A)
- Stauble, D.K., 1993. An overview of southeast Florida inlet morphodynamics. *Journal of Coastal Research* 1–27.
- Stive, M., Ji, L., Brouwer, R.L., van de Kreeke, C., Ranasinghe, R., 2011. Empirical Relationship Between Inlet Cross-Sectional Area And Tidal Prism: A Re-Evaluation. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1, sediment.86. <https://doi.org/10.9753/icce.v32.sediment.86>
- Stive, M.J.F., Wang, Z.B., 2003. Chapter 13 Morphodynamic modeling of tidal basins and coastal inlets, in: Lakhan, V.C. (Ed.), Elsevier Oceanography Series. Elsevier, pp. 367–392. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(03\)80130-7](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80130-7)
- Stive, M.J.F., Wang, Z.B., Capobianco, M., Ruol, P., Buijsman, M.C., 1998. Morphodynamics of a tidal lagoon and the adjacent coast.
- Tambroni, N., Seminara, G., 2006. Are inlets responsible for the morphological degradation of Venice Lagoon? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JF000334>
- Umgiesser, G., Helsby, R., Amos, C., Ferrarin, C., 2015. Tidal Prism Variation in Venice Lagoon and Inlet Response over the Last 70 Years. pp. 151–165. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9260-8_7
- van der Vegt, M., Schuttelaars, H.M., de Swart, H., 2006. Modeling the equilibrium of tide-dominated ebb-tidal deltas. *J. Geophys. Res.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JF000312>
- van Leeuwen, S.M., van der Vegt, M., de Swart, H.E., 2003. Morphodynamics of ebb-tidal deltas: a model approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57, 899–907. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00420-1](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00420-1)

- Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua publications Amsterdam.
- Van Rijn, L.C., 1990. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans. Aqua Publications Amsterdam, The Netherlands.
- Vu, T., Nielsen, P., Callaghan, D., 2014. Morphology Of Coastal Lagoon Entrances: Waves Versus Tides. Coastal Engineering Proceedings 1, 89. <https://doi.org/10.9753/icce.v34.sediment.89>
- Walton, T.L.J., Adams, W.D., 1977. Capacity of inlet outer bars to store sand, in: Coastal Engineering 1976. pp. 1919–1937.
- Whitham, G.B., 1974. Linear and Nonlinear Waves, John Wiley, New York.
- Wong, M., Parker, G., 2006. Reanalysis and Correction of Bed-Load Relation of Meyer-Peter and Müller Using Their Own Database. Journal of Hydraulic Engineering, 132(11), 1159–1168. doi:10.1061/(asce)0733-9429(2006)132:11(1159).
- Wright, L.D., 1984. Tidal inlets, channels, and rivers, in: Schwartz, M. (Ed.), Beaches and Coastal Geology. Springer US, New York, NY, pp. 820–821. https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1_464
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. Marine Geology 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Sitografia

ARPA FVG. Inquadramento geomorfologico delle lagune di Marano e Grado. URL: http://www.arpa.fvg.it/cms/tema/acqua/acque_marino_costiere_e_di_transizione/schede/Inquadramento-geomorfologico-delle-lagune-di-Marano-e-di-Grado.html

ISPRA. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. La rete meteo-mareografica della Laguna di Venezia. URL: <http://www.venezia.isprambiente.it/rete-meteo-mareografica>

Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare. Il Geoportale Nazionale. URL: <http://www.pcn.minambiente.it/viewer/>

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Cartografia. URL: <http://irdat.regione.fvg.it/CTRN/ricerca-cartografia/>

Istituto Geografico Militare. URL: <https://www.igmi.org/>

Google Earth. URL: <https://www.google.it/intl/it/earth/>

Google Maps. URL: <https://www.google.it/maps>

Unione Astrofili Italiani – Commissione Divulgazione. URL: https://divulgazione.uai.it/index.php/Le_maree